В. Г. БОНДАРЧУК

ГЕОЛОГІЯ УКРАЇНИ

ВИДАВНИЦТВО АКАДЕМІЇ НАУК
УКРАЇНСЬКОЇ РСР

АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНСЬКОЇ РСР
ІНСТИТУТ ГЕОЛОГІЧНИХ НАУК

В. Г. БОНДАРЧУК
академік АН УРСР

ГЕОЛОГІЯ УКРАЇНИ

ВИДАВНИЦТВО
АКАДЕМІЇ НАУК УКРАЇНСЬКОЇ РСР
КИЇВ — 1959

У книзі на основі найновіших літературних даних і багаторічних досліджень автора дано монографічний опис геологічної будови території УРСР, вперше здійснений для її платформеної і геосинклінальної зон. Зміст окремих розділів становлять: загальна характеристика території республіки; нарис історії дослідження її геологічної будови; тектонічне районування; опис стратиграфії; аналіз історії геологічного розвитку і закономірностей розміщення найголовніших видів мінеральної сировини; опис геологічної будови окремих геоструктурних районів.

Книга розрахована на спеціалістів, що працюють у галузі геологічного знімання, розшуків та розвідки мінеральних корисних копалин, гідрогеології, меліорації, грунтознавства, гірничорудної промисловості і суміжних галузей.

Відповідальний редактор
член-кореспондент АН УРСР *С. П. Родіонов*

Бондарчук Владимир Гаврилович

ГЕОЛОГИЯ УКРАИНЫ

(На украинском языке)

Друкується за постановою вченої ради Інституту геологічних наук АН УРСР

Редактор видавництва *І. Ф. Штульман.*

Художньо-технічний редактор *Є. Н. Розенцвейг.* Коректори *А. М. Гукова, Р. Я. Лернер*

БФ 00152. Зам. № 513. Вид. № 71. Тираж 3000. Формат паперу $70 \times 108^1/_{16}$. Фізичн. друк. аркушів 52+5 вклейок. Умовн. друк. арк. 73,466. Обл.-видавн. аркушів 82,854. Підписано до друку 14.XII-59 р. Ціна 40 крб.

Друкарня Видавництва АН УРСР, Київ, вул. Репіна, 2.

ПЕРЕДМОВА

Під прапором Великої Жовтневої соціалістичної революції, під мудрим керівництвом Комуністичної партії Радянського Союзу всі українські землі возз'єднані в єдину Українську Радянську Соціалістичну Республіку — невід'ємну частину могутнього Союзу РСР. В урочисті дні трьохсотліття возз'єднання України з Росією, на знак вічної братерської дружби російського і українського народів, Верховна Рада Російської Радянської Федеративної Соціалістичної Республіки ухвалила передати до складу Української РСР Кримську область.

Українська Радянська Соціалістична Республіка стала однією з найбільших держав Європи. Її територія, розміщена в південно-західній частині Російської платформи і в Кримо-Карпатській геосинклінальній зоні, має виняткова складну геологічну будову. Разом з тим територія УРСР є одною з найбільш детально досліджених частин Радянського Союзу. Надра Української РСР багаті на різні види мінеральної сировини найважливішого народногосподарського значення. Виявлення і вивчення нових родовищ та нових видів мінеральної сировини на виконання постанов Партії та Уряду про дальший розвиток народного господарства СРСР становить повсякденне завдання численного колективу радянських геологів. Для успішного виконання цього завдання зібрано колосальний фактичний матеріал, який дозволяє по-новому висвітлювати ряд питань геологічної будови території УРСР та її геолого-економічних проблем. Цей матеріал зосереджений у величезній кількості літературних джерел і, великою мірою, у фондах численних відомств.

Підсумування та узагальнення нових даних про геологічну будову території УРСР стали першочерговим завданням. Приступаючи до виконання цього завдання, автор усвідомлював труднощі, що стояли перед ним. В силу зрозумілих складностей використання неоднозначних і нерівноцінних фактичних даних численних відомств, у тому числі і малодоступних фондів Українського геологічного управління, зібраних у звітних документах, автор вважав за необхідне спиратися головним чином на літературні джерела, на роботи колективу Інституту геологічних наук АН УРСР і на свій власний досвід. Використано понад 3000 назв джерел за станом їх на 1955 рік, коли ця робота була передана до друку.

Про геологічну будову ряду найважливіших геоструктурних районів Української РСР існує дуже багато різних поглядів. Неузгодженість думок має місце і в багатьох інших питаннях, наприклад: з історії геологічного розвитку країни, щодо положення та обсягу окремих стратиграфічних підрозділів, щодо тектоніки і трактування навіть окремих геологічних розрізів. Вважалось за потрібне дати характеристику наявних поглядів якомога повніше. Це зробило необхідним

огляд розвитку геологічних уявлень по кожному з регіонів УРСР і по кожній із систем геологічних наверствовань, представлених на її території.

Автор вважав за найкраще побудувати книгу так, щоб дати огляд сучасних уявлень про структуру, стратиграфію і історію геологічного розвитку території України в цілому, а далі, в такій же послідовності, дати опис окремих геологічних її районів. За основу взято геоструктурний поділ території УРСР, обгрунтований автором у 1946 р. в роботі «Геоструктура УРСР» і в 1955 р. в «Нарисі тектонічної будови території Української РСР».

Перша спроба висвітлити різноманітну і складну картину геологічної будови такої великої території, як територія Української РСР, не позбавлена недоліків. До них у першу чергу належить певна нерівномірність висвітлення окремих відділів і систем геологічних наверствувань, питань глибинної структури окремих регіонів тощо, для вичерпної характеристики яких або взагалі немає достатніх даних, або їх неможливо було використати. Доповнення характеристик — справа майбутніх геологічних досліджень і наступних узагальнень.

Автор вважає за свій приємний обов'язок висловити подяку колегам по роботі в Інституті геологічних наук АН УРСР, зокрема Я. М. Белевцеву, В. Я. Дідковському, П. К. Заморію, А. М. Іщенкові, О. К. Каптаренко-Черноусовій, В. Я. Клименкові, М. Р. Ладиженському, Т. Ю. Лапчик, Н. П. Михайловій, Г. І. Молявкові, К. О. Новик, В. І. Радзієвському, С. П. Родіонову, І. Л. Соколовському, В. Б. Соллогубу, Є. С. Соболь, А. А. Совинській, П. Л. Шульзі, І. М. Ямниченкові, товариська допомога яких сприяла виконанню цієї праці.

Київ, листопад 1955 р.

РОЗДІЛ I

ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ

Українська Радянська Соціалістична Республіка розміщена на південному заході Європейської частини Радянського Союзу.

На південному сході, сході і півночі вона прилягає до Російської РФСР і Білоруської РСР, а на південному заході — до Молдавської РСР. На заході з Українською РСР межує Польська Народна Республіка, в Карпатах і Закарпатті — Чехословацька Республіка, а далі — Угорська і Румунська народні республіки.

Площа Української РСР становить 601 000 *км*². З заходу на схід вона простягається більш як на 1300, з півночі на південь — більш як на 1100 *км*.

У більшій своїй частині Українська РСР має плоску поверхню і лежить у межах Східно-Європейської, або Російської, рівнини. Лише на самому півдні її розміщені Кримські гори і на південному заході — Карпати. Природа Російської РФСР, Білоруської РСР зливається з природою Української РСР непомітними переходами. *Краєвиди Української РСР становлять складову частину краєвидів Російської рівнини.*

На півночі УРСР простяглися обширні низинні рівнини. Там ростуть мішані ліси. Серед лісів у низьких берегах течуть повноводні ріки, розміщені численні озера і болота (рис. 1). На південь поверхня повільно підіймається. Рівнина набуває горбастого вигляду. Серед рівнинних просторів підносяться округлі кам'яні горби, скелі, вали. Ріки течуть у глибоких долинах. Схили долин розчленовують глибокі яри та балки. Основну рису краєвиду тут становлять неозорі поля та ниви. Серед них окремими острівцями розкидані дубові та грабові ліси. Ще далі на південь зникають останні представники природних лісів, мілішають, рідше зустрічаються ріки. Місцевість знижується і набуває вигляду одноманітної низини. З півдня цю низину обмежовують голубі простори Азовського і Чорного морів. Далеко на південь у морські простори виступає Кримський півострів. До Чорного моря він обривається крутими схилами гір. Мереживо голих скель, вкритих лісами схилів і гірських лук—характерна основна риса природи Кримських гір.

У південно-західному напрямку поверхня УРСР поступово підвищується. Ще далі високо в небо здіймаються кам'яні громаддя Карпат. Над ними завжди купчаться хмари. Рясні роси і дощі зволожують схили гір. Через те в Карпатах річки та ріки численні і повноводні. Течуть вони в глибоких долинах та кам'яних ущелинах, шумом і плеском водопадів наповнюючи їх сутінки. Дрімучі ліси ще збереглися на схилах гір. Вікові дуби і буки велично підносяться над хащами

кленів та лип. Вище по схилах вони поступаються перед ялинами, смереками і соснами. На самих верховинах Карпат ліс не росте. Там простягаються «полонини» — гірські луки з соковитими травами та зіллям.

Низинне Полісся, рівнинні Лісостеп і Степ, Кримські гори і Карпати становлять окремі природні зони Української РСР.

Уся рівнинна частина Української РСР має поверхню, в цілому похилу на південь. Відповідно до цього з півночі на південь течуть головні ріки.

Дніпро, верхів'я якого розміщене в РРФСР, з півночі на південь протікає через УРСР і ділить її на лівобережну і правобережну частини. В північній частині республіки Дніпро приймає свої великі притоки — Сож, Десну і Прип'ять, разом з долинами яких утворює велетенське межиріччя — *Поліську низину.* Поліська низина на південному сході непомітно переходить у *Лівобережну низину,* яка вздовж Дніпра спускається майже до Дніпропетровська (рис. 2). На сході поверхня Лівобережної низини підвищується. В межах Сумської і Харківської областей вона повільно зливається з *Середньо-Російською височиною.*



Рис. 1. На півночі УРСР є повноводні ріки і численні озера. Ріка Уборть. (Фото О. М. Маринича).

З півдня Лівобережжя обмежовує *Донецький кряж.* Поверхня його не така плоска, як на прилеглих до нього з півночі просторах. Кам'яні нерівності утворюють там горбастий рельєф, над яким виступають ще й окремі підвищення.

З півдня до Донецького кряжа прилягає *Приазовська височина.* В геологічній будові її беруть участь докембрійські кристалічні породи. Сірі, червонясті, чорні скелі їх виступають на схилах долин, округлими горбами здіймаються на вододілах.

Правобережна частина УРСР вища за лівобережну. В її межах виділяються окремі частини, відзначені своїми природними рисами. Від Поліської низини на південний схід, в напрямку до Донецького кряжа і Приазов'я, простягається *Правобережна височина.* Межі її приблизно збігаються з виходами на денну поверхню кристалічного фундаменту, розташованого між Дніпром і Дністром (рис. 3).

На південь від Правобережної височини лежить *Причорноморська низина,* або Причорноморський степ. Зі сходу на захід Причорноморська низина простягається від Приазовської височини до пониззя Дунаю. В Криму вона з півночі прилягає до Кримських гір.

На захід продовженням Правобережної височини є *Волино-Подільська височина,* або *плато.* Окремі частини цієї височини мають своєрідні ознаки і становлять окремі природні райони. Найзначніші з них: Кременецькі гори, Вороняки, Гологори, Опілля, Розточчя і Прикарпаття.

Окрему гірську природну область становлять *Карпати* (рис. 4). Це найбільш підвищена частина Української РСР. З півдня до Карпат прилягає *Закарпатська рівнина,* що становить частину *Середньо-дунайської низини.*



Рис. 2. Відслонення четвертинних відкладів. Лівий берег р. Снову, Чернігівщина. Лівобережна низина.

Поліська низина, Лівобережна низина, південно-західні схили Середньо-Російської височини, Донецький кряж і Приазов'я, Причорноморська низина, Кримські гори, Правобережна височина, Волино-Подільська височина, Карпати і Закарпаття, які відрізняються одна від одної особливостями будови земної кори, рельєфом, корисними копалинами, грунтами, рослинністю і, в певній мірі, господарською діяльністю населення, становлять окремі географічні області Української РСР. Природа цих областей теж різноманітна і дає підстави до виділення в їх межах окремих природних районів, підрайонів та краєвидів.

Українська РСР має густу сітку річок. Системи річкових долин закономірно розміщені на її території. В північній частині країни річок більше, сітка їх густіша, річки повноводніші. На півдні річок менше; там багато сухих долин та балок.

Переважна більшість річок УРСР — 97,5% — несе свої води в Чорне і Азовське моря. Лише 2,5% їх вливається в Балтійське море. З великої кількості річок, що течуть по території України, 11 мають довжину понад 500 км: Дніпро, Дністер, Десна, Донець, Південний Буг, Прут, Псьол, Сейм, Прип'ять, Горинь та Інгулець. Понад сто річок має тут протяжність більш як на 100 *км*. Невеликих річок та ручаїв — тисячі. На кожний квадратний кілометр поверхні УРСР припадає, в середньому, 0,21 *км* течії річок. Поряд з цим є значні безстокові просто-

ри. Нема річок у районі степового заповідника Асканії-Нова, між пониззями Інгульця і Південного Бугу. Площа безстокових просторів перевищує 5000 *км*².

Великі ріки становлять основні риси природних краєвидів. Широкими і потужними потоками вони несуть свої води серед тінистих лісів і степових рівнин, оживляють природу, сприяють праці людей.

Дніпро. Верхів'я Дніпра лежить біля головного вододілу Російської рівнини — Валдайської височини. Звідси Дніпро тече до Чор-



Рис. 3. Відслонення кристалічних порід на Правобережній височині. Район м. Коростишева.

ного моря на протязі 2248 *км,* з яких у межах УРСР він проходить 1205 *км.* На територію України Дніпро вступає біля гирла своєї лівої притоки Сожу, проти білоруського міста Лоєва. Південніше, зливши свої води з Прип'яттю, Дніпро стає широкою, повноводною рікою.

Від північних меж Української РСР до Вишгорода, вище Києва, Дніпро тече серед низинних лук і піщаних рівнин. Старі річища, невеликі озера та болота, дубові гаї, поодинокі берести та верби серед лук становлять там характерні риси і деталі дніпровської долини. Вище Києва береги Дніпра міняють свій вигляд. Лівий берег лишається низинним, а правий стає високим, гористим. Ріка повільно відхиляється на схід, обходячи Правобережну височину.

В районі Кременчука спокійна течія Дніпра порушується. В руслі ріки з'являються кам'яні виступи, бистрини, на яких вирує і піниться вода. Між Дніпропетровськом і Запоріжжям Дніпро врізується в гранітний масив.

Нижче Запоріжжя ріка розливається широкими плесами, русло її губиться серед неозорих плавнів. Далі, поділяючись на протоки-гирла, вона впадає в Чорне море.

У Дніпра багато великих і малих приток. Великі ріки Прип'ять, Десна, Інгулець є важливими транспортними артеріями. Використовуються і менші річки. Далеко ще не вичерпані можливості побудови на них водоймищ та гідроелектростанцій і організації шляхів сполучення місцевого значення.

Дністер — друга після Дніпра ріка в південно-західній частині Європейської території Радянського Союзу.

Він має довжину 1372 *км.* На великому протязі своєї середньої і нижньої течії Дністер поділяє братні радянські республіки Україну і Молдавію, а нижче Вел. Кісниці, майже до гирла, тече в межах Молдавської РСР. Верхів'я Дністра розміщене на північних схилах Карпат. У вигляді невеликої річки Дністер спочатку тече у глибокому кам'яному ложі. З наближенням до виходу з гір він приймає численні притоки, збільшується, стає повноводнішим. Після виходу з Карпат ріка описує широку, вигнуту на північний схід дугу, віддаляється від



Рис. 4. Карпатські гори. Схили їх вкриті лісами; на верховинах — полонини.

Карпат і прямує до Чорного моря, де впадає в Дністровський лиман. Від верхів'я до Розвадова Дністер тече у вузькій і скелястій долині (рис. 5). На ділянці від Розвадова до Могилева-Подільського долина ріки розширюється, вона стає повноводною і глибокою. Від Могилева-Подільського до Дубоссар долина знову вузька і скеляста. В околицях Ямполя шлях річці перегороджують скелясті пороги. В нижній течії, нижче Маяків, Дністер тече у вузькій, не ширше 60 *м,* долині, і глибина його сильно зростає. Дністровський лиман має довжину 43 *км* і ширину майже 12 *км.*

Південний Буг — третя за величиною ріка Української РСР. Верхів'я Бугу розташовані на Волино-Подільському плато. Звідси ріка тече в південно-східному напрямку на протязі 764 *км,* причому весь час у скелястому ложі. Кам'яні маси часто перекривають її русло. В нижній течії Південний Буг дуже розширюється і утворює великий лиман, що об'єднується з Дніпровським лиманом у Дніпро-Бузький. Довжина Бузького лиману — 47 *км,* ширина — 7—8 *км,* глибина — 6—13 *м.* Південний Буг має велику кількість приток. Усі вони течуть у скелястих долинах. Багато які з них мають великі запаси енергії і є важливими як джерела водопостачання.

Дунай. Дунай в межі Української РСР входить тільки своєю нижньою течією — від міста Рені до гирла. По Дунаю проходить кордон між Українською РСР і Румунською Народною Республікою.

Друга за величиною ріка Європи — Дунай — біля впадіння в Чорне море поділяється на три рукави — протоки, або гирла: Георгіївське, Сулинське і Кілійське. Він утворює велику дельту, яка у вигляді лопатей висувається в Чорне море.

Донець (Сіверський Донець) — найбільша ріка в східній частині Української РСР. Він тече з південних схилів Середньо-Російської височини. Спочатку він несе свої води з півночі на південь, потім повертає на південний схід, з півночі обходить Донецький кряж, далі проривається крізь нього і впадає в Дон. Довжина Дінця — 1056 *км*.



Рис. 5. Скелі крейди та девонських пісковиків на правому березі Дністра. Район м. Залещиків.

З них у межах УРСР ріка тече на протязі 700 *км*. Долина у Дінця широка. Лівий берег його низинний, лучний. Правий берег високий, в Донбасі гористий і порослий лісом.

Численні притоки Дінця, що стікають з Донецького кряжа, несуть мало води. Вузенькими стрічками в'ються вони серед широких долин. Ці річки здебільшого пересихають у гаряче донецьке літо і посушливу осінь.

Істотних рис природним краєвидам Української РСР надають озера та болота. Природні великі і численні озера розміщені в північній частині УРСР, на Поліссі, та в приморських районах. Середня частина УРСР не має великих озер; окремі дрібні озера там зустрічаються лише в заплавах рік.

Найбільше з природних озер Української РСР — Світязь. Воно розміщене у північно-західній частині Волинської області. Площа Світязю — 27,5 *км*². Серед інших природних водоймищ УРСР найбільші це поліські озера і лимани в Степу.

Уявлення про розміри деяких природних озер та лиманів дають такі цифри: Світязь — 27,5, Ялпух — 23,0, Тилігульський лиман — 99,5 *км*².

Переважна більшість озер УРСР має прісну воду. Велика кількість приморських озер-лиманів солона. Солону воду мають також деякі озера серед пісків на терасах Дніпра — Солоне озеро на Херсонщині, група Слов'янських озер у Сталінській області, Сиваші та солоні лимани в Криму.

Незрівнянно більше, ніж природних, в межах Української РСР є штучних озер — водоймищ та ставків. Кількість їх перевищує 30 000 і далі збільшуватиметься. Лише за один 1952 рік побудовано понад 3600 ставків. Штучні озера УРСР набагато більші розмірами за природні. Це видно з таких даних: площа Каховського водоймища — 2111, озера ім. Леніна — 370, Яготинського ставу — 10,7, Острожанського ставу — 7,1 *км*².

Штучні озера і ставки становлять дуже важливі особливості сучасної фізикогеографічної карти УРСР, зміненої і поліпшеної в процесі соціалістичного будівництва природи її.

Помітне місце у фізичній географії України займають болота. Заболочені землі становлять близько 3,0% усієї площі республіки — 19 000 *км*². Найбільш заболочена північна частина УРСР, у межах Полісся та Лісостепу. В Степу, південніше 49° північної широти, болота зустрічаються рідко.

Переважна більшість боліт УРСР має великі поклади торфу. Шар його в середньому 2—4 *м* товщини, а в окремих місцях досягає й 10—12 *м*. Торф усюди розробляється і використовується.

Чорне море. Головні ріки південно-західної частини Європейської території Радянського Союзу впадають у Чорне море. Невелике за розмірами Азовське море становить наче затоку Чорного.

В межах Української РСР розміщена значна частина північного узбережжя Чорного моря. На всьому протязі воно має зрівнені, мало розчленовані береги. Розміри Чорного моря значні. З заходу на схід довжина його 1160 *км*, а з півночі на південь найбільша ширина — 600 *км*. Площа моря становить 411 540 *км*². Середня глибина його 1200 *м*, найбільша глибина — проти південного узбережжя Криму — 2244 *м*.

Вода в Чорному морі солона, але не така, як в океані. В одному літрі морської води розчинено 18—22 *г* солі, проти 35 *г* у воді океанів. Важливу особливість Чорного моря, як і багатьох інших внутрішніх морів, становить насиченість, починаючи з глибини 175—200 *м*, сірководнем, внаслідок недостатнього руху води. Насиченість сірководнем настільки велика, що на значних глибинах у Чорному морі майже немає життя.

Північні береги Чорного моря переважно урвисті. Між підніжжям схилів і береговою лінією простягаються неширокі, переважно галечникові, смуги. Тільки проти гирл долин та лиманів на узбережжі Чорного моря поширені піщані обмілини з чудовими і великими пляжами. На південь і схід від гирла Дніпра морські береги сильно знижуються, глибина моря мала. Там багато мілин, численні коси та піщані острови, серед яких найбільші Тендра і Джарилгач.

Азовське море. Це найменше з внутрішніх морів світу. Виповнює воно западину між Донбасом і Приазовською височиною на півночі, Кримським і Кавказьким передгір'ями на півдні. З Чорним Азовське море з'єднує вузька Керченська протока. На місці протоки в геологічному минулому була річкова долина.

Довжина Азовського моря 360, ширина 176 *км*. Загальна площа 37 605 *км*². Море дуже мілке. Найбільша глибина його, проти Керченської протоки, 15 *м*. Звідси найбільші глибини розміщені неширокою смугою до гирла Дону. Лінія глибини нагадує долину річки, затоплену морем. Узбережні частини Азовського моря дуже мілководні.

Вода в Азовському морі ще менш солона, ніж у Чорному. Береги невисокі, але стрімкі і урвисті. Море їх невпинно підмиває (рис. 6). Особливо енергійно руйнується берег на захід від Жданова, до Ногайська і далі до Бердянська. Біля підніжжя стрімких берегів часто розташовані низинні піщані коси. Розміри кіс невпинно збільшуються,

бо море наносить на них великі маси піску і черепашок. Особливо великі коси: Крива біля Будьоннівки, Біло-Сарайська, Обіточна, Бердянська, коса Федотова та Арабатська стрілка у найбільш західній частині Азовського моря.

Клімат. Розміщена на півдні Російської рівнини, Українська РСР має м'який клімат. Не буває на її території ні нестерпної спеки, ні лютого морозу. Середньорічна температура дорівнює 7—10° тепла. Найтепліший місяць — липень, найхолодніший — січень.

Весна в межах Української РСР починається раніш усього в Криму і на південному заході. Потепління поступово поширюється на північний схід; там весна настає на 20—25 днів пізніше. Опади бувають протягом усього року, разом до 1000 *мм*. Найбільш посушливими в УРСР є коси Чорного моря — до 250 *мм* опадів на рік. Вологість клімату зростає з півдня на північ. Тому в окремі роки північні райони республіки терплять від надмірної вологи, а південні — від посухи.



Рис. 6. Азовське море невпинно підмиває свої береги. Четвертинна тераса на схід від м. Жданова.

Сніговий покрив у північній частині республіки досягає 30—40 *см*, а на півдні — до 10 *см*. Найбільш глибокі сніги випадають у Карпатах. В окремі роки снігові завали на схилах гір мають висоту в кілька метрів.

Вітри в УРСР віють часто. В окремих районах вони постійні і сильні. В північній частині республіки витримуються вітри: з лютого по травень — південно-східні, з червня по вересень — північно-західні, а з листопада по січень переважають вітри з півдня і південного заходу. В цілому в західній частині республіки частіші північно-західні вітри, а в східній — східні і південно-східні. Останні виникають у посушливих прикаспійських степах і в Українську РСР залітають як суховії.

Північна межа поширення суховіїв проходить на півдні Російської рівнини — від Саратова до Харкова, південніше Полтави, на Кіровоград, Тирасполь і до Кишинева.

Грунти. В межах УРСР нараховують 22 відміни грунтів. Розміщаються грунти закономірно широтними зонами і міняються з півночі на південь.

У північній частині України проходить зона піщаних поліських грунтів. Південніше розміщена зона вторинних лісостепових підзолистих грунтів, що утворилися з чорноземів після залісення місцевості, і далі — чорноземних грунтів різних відмін. У південній частині УРСР, в степах, розвинутий південночорноземний грунт, а в узбережній, приморській зоні — каштанові грунти. В Кримських горах та Карпатах грунти відмінні від грунтів на рівнині. Там верхній шар грунту збагачений перегноєм і вапнистими сполуками, а на більш підвищених частинах гір поширені гірські лучні грунти.

Рослинність. Родючі грунти і сприятливий клімат зумовлюють в Українській РСР багатство і різноманітність рослинності. В географічному розміщенні рослинного покриву республіки яскраво виявлена зональність.

Територія України лежить у межах лісової, лісостепової, степової та гірської рослинних зон. Полісся в окремих районах ще часто зберігає риси незайманої природи. Тут зустрічаються листяно-хвойні дрімучі ліси. Тисячолітні дуби, вікові сосни вражають своїми розмірами. Різноманітність поліських лісів залежить від складу і вологості грунту. На підвищених піскуватих місцях ростуть соснові бори. Там, де рідшає сосновий ліс, земля вкрита кущами вересу, а на більш вогких місцях — густою порослю вічнозелених північних ягідників — чорниць, журавлин, буяхів (голубики) — та кущами пахучого баговиння. Серед поліських лісів дуже поширені субори, листяно-хвойні ліси. Особливість їх становлять високі стрункі сосни, крони яких підносяться над лісовими хащами. Серед суборів часто зустрічаються зарості дуба, липи, кленів, ясенів, осикові і березові гайки. Ближче до річок, у вогких місцях, розміщаються вільха, верба. Серед лісів як великі галявини виступають «гала» — голі мохові болота з осоковими купинами та іноді поодинокими сосонками на них.

Південна межа поліських лісів проходить по Сейму, Десні до Києва, далі на Фастів, Житомир, Чуднів, Шепетівку, Ізяслав, на південь Волинської області. Південніше цієї лінії простягається Лісостеп.

Лісостеп у далекому минулому являв собою рівнину, на якій трав'яні луки чергувалися з невеликими ділянками листяного лісу. Лісові масиви розміщалися на вододільних підвищеннях, де вони і в наш час подекуди ще збереглися. З незапам'ятних часів Лісостеп розорювали під посіви хліба. На всіх його неосяжних просторах тепер простяглися колгоспні поля. Ліси є ще де-не-де по балках та ярах. Серед них переважають дерева граба, клена, липи, ясеня. Інколи зустрічаються віковічні діброви.

На південь від Лісостепу розкинувся Степ.

Дерева в Степу зустрічаються рідко і лише поблизу річок. Первинна рослинність степів — різні трави та квітуче зілля. Серед них переважає тирса, типчак, кущики сірого полину, далі — буркун, різне гіллясте зілля, відоме під назвою «перекотиполе». Первинний трав'янистий покрив у Степу зберігся у заповідниках, на крутих схилах балок та ярів. У балках ще трапляються окремі клаптики байрачних лісів.

Окрему рослинну область становлять Карпати.

У поширенні рослинності на Карпатах яскраво виявлена вертикальна зональність. На нижніх частинах схилів росте листяний ліс, вище — хвойні дерева і чагарники, а на верховинах — трав'янисті луки.

РОЗДІЛ II

ОСНОВНІ ЕТАПИ ІСТОРІЇ ГЕОЛОГІЧНОГО ДОСЛІДЖЕННЯ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНСЬКОЇ РСР

1. ПРО ПОЧАТОК ГЕОЛОГІЧНИХ ЗНАНЬ

Вчення про геологічну будову південного заходу Європейської території СРСР, частину якої становить територія України, має дуже довгу історію. Воно складалося в процесі зміни умов матеріального існування суспільства і розвивалося в процесі збагачення його виробничої практики. Насущні потреби змушували людей пізнавати мінеральну сировину, властивості окремих мінералів та гірських порід, що їх суспільство вже на світанку людської культури стало широко використовувати.

Для робітника, як відзначав К. Маркс, земля становить «первісну комору його їжі», вона «є також і первісним арсеналом його засобів праці. Вона постачає йому, напр., камінь, яким він користується для того, щоб кидати, чинити тертя, давити, різати і т. д. Сама земля є засіб праці...» [1]. Використання каменю, мінеральної сировини в цілому на території Української РСР, як і всюди, йшло відповідно до розвитку продуктивних сил та виробничих відносин людей з найдавнішого до нашого часу. Кількість гірських порід та видів мінеральної сировини, використовуваних суспільством, зростала в міру переходу від грубих кам'яних знарядь до лука і стріл і таке далі — аж до появи сучасної великої, машинізованої промисловості.

В геологічних наверствованнях знаходять не тільки документи для відтворення геологічної історії земної кори, а і рештки знарядь виробництва. У залишках стародавніх людських поселень, в печерах, які служили житлом давньої людини, у значній кількості знаходять кам'яне знаряддя і зброю. Засобами праці тоді були каміння, дерево, черепашки. Поряд з ними «головну роль, як засіб праці на перших ступенях людської історії, відіграють приручені, отже вже змінені з допомогою праці, вирощені людиною тварини» [2].

За кілька тисячоліть до нашого часу населення, яке жило на півдні теперішньої території Радянського Союзу, виробляло з каменю різноманітне знаряддя — молоти, сокири, скребачки і т. ін. Для виготовлення кам'яної зброї і знаряддя використовувалось каміння міцне, здатне давати гострі уламки. На ранніх етапах розвитку кам'яного виробництва особливо цінними були кремінь і кременисті пісковики. Кремінь люди найраніше почали вживати як корисну копалину. На

[1] К. Маркс, Капітал, т. I, 1954, стор. 181.
[2] Там же.

базі родовищ кременистих порід розвивалася стародавня культура каменю, відома під назвою **кам'яного віку** і найдавнішої його епохи — *палеоліту*.

Знаряддя, вироблені в палеолітичний час, ще дуже прості; їх виробляли шляхом оббивання уламків каменю і використання тих із них, які найбільш придатні за формою та розміщенням граней. Місцезнаходження палеолітичних виробів розсіяні на великих просторах Української РСР. Дослідження показують, що палеолітичні кам'яні вироби виготовлялися місцевим населенням, з місцевої сировини. Використовували родовища кременю, поширені переважно в покладах крейди. Прикладом і доказом цього є численні стоянки палеолітичної людини, в тому числі загальновідомі стоянки у Мізині на Чернігівщині, Кирилівська у Києві та ін.

Мізинська стоянка розміщена на південь від м. Новгорода-Сіверського. У пізньому палеоліті, десь близько 20 000 років тому, там жили люди, які розвинули на свій час високу техніку обробки кісток і каміння. Сировиною для виробництва кам'яного знаряддя був кремінь, у великій кількості зосереджений у верствах крейди, відслонених на берегах Десни. З кременю виробляли скребачки, різці, проколки, пластинки, рубальні прилади (гігантоліти), різні пристосування для обробки дерева, шкір тощо.

Кирилівська палеолітична стоянка містилася в Києві, біля схилу правого берега Дніпра, між двома глибокими ярами, на теперішній вулиці Фрунзе, №№ 59—61. Рештки предметів матеріальної культури були поховані під делювієм товщиною 20 *м*. Там знайдено велику кількість крем'яних виробів — різаків, скребачок, відбійників та покидьків виробництва. Там же була майстерня, де це приладдя виготовлялося. Сировина для виробництва знаряддя у Кирилівській стоянці доставлялася, очевидно, з Новгород-Сіверщини або з житомирського Полісся. Численні палеолітичні стоянки відомі на узбережжі Дінця, недалеко від Луганська. Кам'яні вироби на Луганщині виготовлені з кременистого пісковика, родовища якого поширені в районі стоянок. Сліди великої майстерні кам'яних виробів верхнього палеоліту виявлено в околицях Амвросіївки, на південному схилі Донецького кряжа. Там знайдено велику кількість уламків, від яких відбито скалки кременю для різних приладів. Кремінь добувався з відкладів крейди, дуже поширених у цьому районі.

За радянської влади відкрито і досліджено велику кількість знахідок кам'яного знаряддя майже в усіх районах Української РСР.

Культура обробки каменю зростала дуже повільно. Минали тисячоліття, протягом яких майстри, з покоління в покоління збагачуючи досвід, навчалися обробляти камінь — шліфувати, надавати йому потрібної форми, просвердлювати, щоб зручніше було закріплювати знаряддя на держаку.

Період виготовлення досконалішої, полірованої кам'яної зброї і знаряддя має назву *неоліту*. Під кінець неоліту люди вже навчилися добувати метал. Культура неоліту в УРСР мала велике поширення. У III—II тисячоліттях до нашої ери люди неоліту заселяли обширні простори півдня СРСР між Доном і Дністром. Вони створили свою, досить високо розвинуту культуру, яка відома під назвою *трипільської*.

Назва давньої культури пішла від назви с. Трипілля на Київщині, де рештки цієї матеріальної культури було вперше відкрито. Трипільці широко використовували мінеральні багатства. Для будівництва жител застосовували глину, з якої виробляли вальки. Глина ж використовувалась у гончарному виробництві. Трипільці уміли випалювати посуд. Для оздоблювання жител застосовувалась мінеральна фарба. Для виготовлення кам'яної зброї і знаряддя дуже розширюється асор-

тимент каменю. Міцний і дуже твердий камінь тепер замінюють м'якші породи: з них швидше можна виготовити прилад і легше надати йому потрібну форму.

Оброблялися за неоліту такі типи гірських порід: граніт, базальт, порфірит, гнейс, мармур, вапняк, пісковик, літографічний сланець, глинистий сланець, кремінь, кварцит — всього 11 видів.

Новий великий етап нагромадження відомостей про геологічну будову півдня СРСР становить феодальний період древньоруської держави. Використання мінеральної сировини і різного будівельного каменю набуло тоді особливо великого розмаху. Єдина колиска російського, українського і білоруського народів, Київська Русь, серед інших своїх здобутків, створила і високу культуру обробки каменю для різних потреб.

У древньоруській державі та її столиці — Києві — стали використовувати численні нові види корисних копалин. Дещо удосконалюються методи добування їх. У ті далекі часи широко використовувались б у д і в е л ь н е, д е к о р а т и в н е, д о р о г о ц і н н е к а м і н н я т а р у д и р і з н и х м е т а л і в. Про те, які породи каменю і які види мінеральної сировини та з яких родовищ добувалися, можна скласти уявлення, вивчаючи склад гірських порід, використаних для спорудження кам'яних будівель у Києві, Чернігові, Овручі та інших давніх містах. Справжню петрографічну колекцію становлять стіни Золотих воріт у Києві. Каміння для їх мурування спеціально не готувалося. Використовували різні уламки, очевидно відходи кам'яного виробництва. Найчастіше зустрічаються уламки овруцького кварциту та граніту, а також округлі валуни, гнейс, пісковик, кремінь тощо.

Особливо широко використовувались у Київській Русі родовища овруцького пірофілітового сланцю. Каменоломні, де добували каміння на Овруччині, розміщалися біля південного схилу Овруцького кряжа, на захід і схід від Овруча, на протязі понад 20 *км*. Найголовніші каменоломні містилися недалеко від сс. Норинська, Збранки, Нагорян, Коптівщини, Хайча, Каменя та ін. Там ще й досі збереглися сліди виробок і навали відходів виробництва. Плити овруцького сланцю використовували на будівництві. З нього складали основу для арок, вистелювали підлогу. Особливо широко застосовувався сланець для архітектурних прикрас. З нього виготовляли різні барельєфи, орнаменти. Часто з пірофілітового сланцю вироблялися форми для виливання ювелірних виробів. Із сланцю ж виготовляли й саркофаги, чимало з яких ще збереглося у Софійському соборі в Києві. При обробці каменю в овруцьких та в інших каменерізних майстернях Київської Русі застосовували деякі механічні прилади, як-от: лещата, пили, свердла, різці, токарний верстат, лучковий привод та ін.

Крім природного каменю, у будівництві в Київській Русі широко використовувалась цегла. Її виробляли на місці. Для цього, очевидно, користували відому синю глину, з якої цегла виробляється і в наш час.

Для розпису храмів, палаців, побутових жител у Київській Русі широко застосовували мінеральні фарби. В одному з найвизначніших пам'ятників будівельного мистецтва того часу — Софійському соборі в Києві — для розпису стін використовували вохру, кіноварь, зелень, синьку.

Особливо поширені були вирізування з каменю різних прикрас, огранка дорогоцінного та кольорового каміння тощо. В обробку і огранку брали сердолік, кришталь гірський, аметист, сапфір, яхонт, альмандин, яшму, янтар тощо. Вирізьблене у майстернях каміння відзначається надзвичайно тонкою роботою та художнім смаком.

Одним з найважливіших видів корисних копалин є к а м'я н а с і л ь. Добування солі для задоволення потреб населення становило один з найдавніших промислів. Сіль, очевидно, була важливим продуктом обміну і далеко вивозилася за межі найголовніших її родовищ. Використовували сіль з розчинів, самосадну і кам'яну.

В Київській Русі з давніх-давен використовувались родовища кам'яної солі у Передкарпатті та Закарпатті. Сіль там залягає неглибоко, майже на поверхні, ламати її легко, і вона була відома ще людям кам'яного віку. Є документи, які свідчать, що кам'яну сіль з Прикарпаття привозили до Києва і вона була предметом широкої торгівлі.

Другу дуже важливу галузь господарської діяльності у Київській Русі становила р о з р о б к а р у д і д о б у в а н н я м е т а л і в. Руду плавили в сиродутних горнах. Виробляли різні предмети з заліза, міді, золота, срібла, олова і свинцю. На території Української РСР тоді добували залізо, мідь і ртуть у вигляді червоної фарби.

Народ Київської Русі любив і глибоко знав свою землю. У надрах її він шукав мінеральні багатства і широко, як на той час, використовував їх. Основні види мінеральної сировини, поширеної на півдні СРСР, були відомі нашим предкам.

У пізніші століття, внаслідок руїни, заподіяної нашестям монголів, використання мінеральної сировини на південних землях Русі занепало. З часом забулись і місця, де ця сировина залягала. Пізніше, коли народ, уже на новій технічній базі, повернувся до використання мінеральних скарбів, родовища їх відкривали заново. Найважливіші відкриття, виявлення найцінніших скарбів були здійснені представниками свого народу, вченими своєї країни, внаслідок розвитку наукових знань діячами передової російської науки.

2. ДОЖОВТНЕВИЙ ПЕРІОД ВИВЧЕННЯ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ТЕРИТОРІЇ УРСР

Початок вивчення геологічної будови і розвитку геологічних знань на Україні відноситься до того далекого часу, коли геологія утверджувалась як окрема галузь наукових знань. На батьківщині геології як науки, в Росії, основи її поклав великий російський учений Михайло Васильович Ломоносов. З того часу минуло майже 200 років. Російська геологія стала головним джерелом знань у цій галузі, а російські геологи — її навчителями.

Наука, як форма суспільної свідомості, в ці два століття зростала і поглиблювалась дуже швидко, швидко розвивалась і геологія, як окрема галузь природознавства.

Слід нагадати, що сучасне природознавство, як зазначав Ф. Енгельс, «починається з тієї грандіозної епохи, коли бюргерство зламало міць феодалізму, коли на задньому плані боротьби між городянами і феодальним дворянством показалось бунтарське селянство, а за ним революційні попередники сучасного пролетаріату, уже з червоним прапором в руках і комунізмом на устах» [1].

У першому столітті після возз'єднання України з Росією, в епоху реформ Петра I, коли Російська держава виходила на широкий шлях прогресивного розвитку, розширилось використання природних ресурсів країни, зокрема її к о р и с н и х к о п а л и н. До того часу відносяться перші спроби використання вугільних багатств Донецького кряжа. Тоді ж були кинуті перші зерна г е о л о г і ч н и х з н а н ь, з яких розвинулись теперішні уявлення про багатства надр Української РСР.

У царській Росії Д о н е ц ь к и й б а с е й н був головним *вугільним районом*. У 1898 р. В. І. Ленін про промисловість на півдні Росії

[1] Ф. Е н г е л ь с, Діалектика природи, 1949, сс. 137—138

писав: «...південь молодий і перебуває в періоді формування. Чисто капіталістична промисловість, що виросла тут в останні десятиріччя, не знає ні традицій, ні становості, ні національності, ні замкненості певного населення. До Південної Росії цілими масами переселялися і переселяються іноземні капітали, інженери і робітники...» [1]

Мінеральні багатства краю були джерелом збагачення підприємців та капіталістів і засобом нестримної експлуатації трудящих.

Винятково велика була роль Донбасу в соціалістичному будівництві. Багато років він лишався головною, всесоюзною кочегаркою. Використання його потужності сприяло будівництву інших вугільних басейнів Союзу РСР.

Заслуга і честь виявлення вугільних та інших багатств Донбасу, з'ясування основ його геологічної будови належать російським дослідникам. На прикладі вивчення Донбасу можна простежити всю глибину прогресивного значення творчих зв'язків російських і українських геологів у розвитку геологічних знань на Україні.

На самому початку XVIII ст. російський рудознатець Григорій Капустін відкрив родовище кам'яного вугілля по річках Кундрючій і Скелюватій в Донбасі. Вже в 1724 р. гірники Чирков і Вепрейський доповідали урядові царя Петра I про результати вивчення нових родовищ вугілля і солі на Донецькому кряжі та про початок використання вугілля на солеварних заводах і в кузнях.

Розвиток глибоких наукових геологічних знань починається з праць М. В. Ломоносова і його школи. В другій половині XVIII ст. через Україну проходило багато шляхів численних тоді російських наукових експедицій. Ядро цих експедицій, у більшості, становили видатні вчені — учні й послідовники Ломоносова. З діяльністю однієї з таких експедицій, яку очолював російський академік В. Ф. Зуєв, пов'язаний початок вивчення найбільшого *залізорудного родовища* — К р и в о г о Р о г у, який становить у дальшому розвитку геологічних знань вклад виняткового значення. Початок вивченню цього басейну поклала характеристика, яку В. Ф. Зуєв записав у 1781 р: «Береги р. Саксагані складаються з залізного шиферу, який настільки твердий, що з кресалом дає від себе іскру; він лежить верствами, які простягаються і похилі на південь, собою неоднакового кольору, але часом чорний, часом сірий, часом смугастий з обох цих барв і червоної». Однак після цих характеристик потрібно було ще ціле століття, щоб залізорудні багатства Кривого Рогу були вивчені в тій мірі, при якій стало можливе промислове їх використання.

Значного розмаху геологічні дослідження на Україні набули в минулому, XIX столітті, зокрема після селянської реформи. До організації Всеросійського геологічного комітету в 1882 р. ці дослідження були ще досить випадкові. Після цього ж розвивається в певній мірі послідовне і систематичне вивчення великих територій країни. На протязі цього часу на Україні виростають великі вогнища освіти і культури. Геологічні знання розвиваються в новоутворених університетах Харкова, Києва і Одеси. До їх організації доклали надзвичайно багато зусиль прогресивні російські вчені, зокрема в справі організації Харківського університету — Василь Назарович Каразін, Одеського — Микола Іванович Пирогов.

В середині минулого століття геологічні дослідження на Україні здійснювали в повному єднанні російські і українські геологи. Тоді вперше складені геологічна карта десятиверстного масштабу для Донбасу і більш детальна — для його окремих районів. У складанні цих карт брали участь інженери брати Носови, геологи Антипов, Васильєв,

[1] В. І. Л е н і н, Твори, т. 3, стор. 420.

Жолтоножкін, Є. П. Ковалевський. Стратиграфію кам'яновугільних відкладів у той час опрацьовували геологи Харківського університету Н. Д. Борисяк і О. В. Гуров. Борисяк у 1867 р. в роботі «Про північне і західне продовження під новітніми осадками західної частини Донецької кам'яновугільної формації» обгрунтував можливість поширення вугленосних площ за межі відслоненої частини Донецького кряжа. Ця проблема Великого Донбасу, потім поставлена і обгрунтована російським академіком П. І. Степановим за радянської влади, успішно розв'язується в наш час.

До організації Всеросійського геологічного комітету значні геологічні дослідження провадилися також і в Кривому Розі. В 1835—1837 рр. гірничий інженер Кульшин дав перший грунтовний опис покладів залізної руди і кварцових жил з мідною зеленню та синню. Потім цей район досліджували видатні російські геологи М. П. Барбот де Марні, С. Конткевич, В. О. Домгер та ін. Валеріан Олександрович Домгер у 1883 р. відкрив родовище марганцевих руд на р. Солоній, на Нікопольщині.

Слід ще додати, що в 1870 р. акад. Олександр Петрович Карпінський обгрунтував наявність кам'яної солі в Донбасі.

Отже, перший етап вивчення геологічної будови України можна розглядати як етап формування загальних уявлень про геологічну будову півдня СРСР. Найважливішим результатом цих досліджень було відкриття найголовніших видів мінеральної сировини, що пізніше стала базою для численних галузей промислового виробництва. Не менш важливим є й те, що при найактивнішому сприянні російських учених на території України тоді склалися великі наукові геологічні центри, в яких успішно розв'язувалися численні питання з геології.

Подальший етап розвитку геологічних знань у нашій країні охоплює час від організації Всеросійського геологічного комітету до Великої Жовтневої соціалістичної революції — з 1882 по 1917 рік. Розгортання геологічних досліджень ішло тоді в умовах дальшого розвитку капіталістичного виробництва, централізації капіталу, усе більшого зростання невідповідності продуктивних сил капіталістичним виробничим відносинам, загострення класової боротьби, коли «рука в руку з цією централізацією, або експропріацією багатьох капіталістів небагатьма,— як писав К. Маркс,— розвивається кооперативна форма процесів праці в усе більш і більш широких, великих розмірах, розвивається свідоме технічне застосування науки, планомірна експлуатація землі...» [1]. На той час гірнича промисловість України по видобутку вугілля, заліза, марганцю, кам'яної солі, будівельних матеріалів та інших видів мінеральної сировини вийшла на перше місце в Росії. Все це, природно, вимагало здійснення широких геологічних досліджень. Організація Всеросійського геологічного комітету і була викликана необхідністю задоволення запитів капіталістичного виробництва, що бурхливо розвивалося в Росії.

З організацією Всеросійського геологічного комітету геологічні дослідження набули широкого розмаху. На Україні провадилося геологічне знімання. На Донбасі складалась детальна геологічна карта, в опрацюванні якої брали участь російські і українські геологи. Геологічне знімання в Кривому Розі провадили В. Ю. Тарасенко, О. О. Михальський, А. В. Фаас. Геологічну карту складали в басейні Дніпра і Дону П. Я. Армашевський, на Поділлі — В. Д. Ласкарєв, на Поліссі — П. А. Тутковський і в Причорномор'ї — М. О. Соколов.

Винятково важливі роботи проведені в дореволюційний час по геологічному вивченню Донецького кряжа. Геологічним зніманням керу-

[1] К. М а р к с, Капітал, т. I, стор. 761.

вали видатні російські геологи Ф. М. Чернишов і Л. І. Лутугін. Виконана там зйомка не тільки розкрила геологічну будову і вугільні багатства Донецького краю, а стала й великою школою, що виростила видатний колектив російських та українських геологів-зйомників. Зокрема, вихованці цієї школи — М. Й. Лебедєв у Дніпропетровську і Б. І. Чернишов у Києві — багато зробили для вивчення кам'яновугільних відкладів півдня СРСР.

Одночасно з дослідженнями геологів Геологічного комітету на Україні великі роботи провадили геологи університетських центрів. Одним з видатних геологів другої половини XIX ст., праці якого становлять значний крок вперед у справі вивчення геологічної будови України, був професор і ректор Київського університету Костянтин Матвійович Феофілактов. Серед численних робіт цього вченого слід особливо відзначити праці по кристалічних породах, опубліковані майже сто років тому, які становлять початок вивчення петрографії Українського кристалічного щита. У цьому напрямку багато зробив також учень К. М. Феофілактова — В. Ю. Тарасенко. Серед інших учнів Феофілактова для розвитку геологічних знань на Україні в дореволюційний час особливо багато зробили П. А. Тутковський і П. Я. Армашевський. Тутковський поклав основи мікропалеонтології в нашій країні і був одним із перших, хто розвивав основи четвертинної геології.

У другій половині XIX ст. геологічні дослідження на Україні успішно здійснювали вчені Харківського університету. Н. Д. Борисяк — один з найбільш яскравих послідовників ідей М. В. Ломоносова — узагальнив наявний на той час фактичний матеріал по стратиграфії, тектоніці і корисних копалинах. І. Ф. Леваковський висвітлив основні особливості рельєфу України. Він, зокрема, вивчав походження річкових долин і в цьому значною мірою доповнював праці В. В. Докучаєва.

Наукові погляди Леваковського далі розвивав його талановитий учень О. В. Гуров. Цей вчений вніс багато нового в сучасні йому уявлення про петрографію Українського кристалічного щита, стратиграфію кам'яновугільних, пермських та третинних відкладів. Уявлення Гурова про походження рельєфу лівобережної України, за висновками другого видатного представника харківської геологічної школи — Д. М. Соболєва, є настільки різносторонніми і вірними, що всі пізніші геоморфологічні роботи являють собою лише певні доповнення, уточнення, часткові поправки до його схеми.

У вивченні покривних, четвертинних відкладів України в той період особливо велику прогресивну роль відіграли експедиції по вивченню грунтів, що провадилися під керівництвом В. В. Докучаєва. Вони були великою школою, з якої вийшли видатні російські і українські вчені, як-от: Б. Б. Полинов, О. Г. Набоких, В. І. Крокос, А. М. Криштофович.

В останній чверті XIX ст. значна геологічна університетська школа утворилася в Одесі. Серед її представників були відомі вчені — І. Ф. Сінцов, М. О. Головкінський, Р. А. Прендель, М. Д. Сидоренко, О. К. Алексєєв, В. Д. Ласкарєв. Серед вихованців Одеського університету, а потім його професорів був видатний російський учений акад. М. І. Андрусов — найбільший знавець історії тваринного світу Понто-Каспійського басейну, який обгрунтував стратиграфію неогенових відкладів півдня СРСР.

Нарешті, в останні десятиліття перед Великою Жовтневою соціалістичною революцією значним центром геологічних знань на півдні України стає Дніпропетровськ (тоді Катеринослав). Геолого-палеонтологічне спрямування робіт дніпропетровських геологів очолював М. Й. Лебедєв. Численні роботи цього вченого з палеонтології і стратиграфії Донецького кряжа становили значний крок вперед у вивченні

його надр. Свої дослідження Лебедєв спочатку провадив під керівництвом Ф. М. Чернишова. Разом з Л. І. Лутугіним, П. І. Степановим і М. М. Яковлєвим він вивчив геологічні розрізи західної частини Донбасу і виробив загальну схему стратиграфічного розчленування кам'яновугільних відкладів.

На чолі мінералого-петрографічного напрямку робіт дніпропетровських геологів стояв один з учнів акад. В. І. Вернадського — Л. Л. Іванов. Численні його праці з мінералогії України відзначаються винятковою точністю, з'ясовують генетичні основи процесів утворення ряду кристалічних комплексів Українського кристалічного щита. Вивчення петрографії і походження залізних руд Криворіжжя провадив І. Й. Танатар, який висловив з приводу цього оригінальні думки.

На матеріалах вивчення геологічної будови України в дореволюційний час були розв'язані численні питання загальної і регіональної геології, описано багато груп викопних організмів — від найпростіших тварин до ссавців і від водоростей до квіткових рослин.

В ряду дослідників, що зробили особливо значний внесок у розвиток геологічних знань на Україні, одне з перших місць належить видатному російському геологу Миколі Олексійовичу Соколову. Його широко відомі праці по вивченню третинних і післятретинних відкладів, по корисних копалинах і гідрогеології півдня України служили і служать в наш час основою для розв'язання багатьох питань геологічної науки та практики.

Істотно важливі праці для висвітлення особливостей стратиграфії силурійських відкладів Поділля дав професор Київського університету П. М. Венюков.

У вивченні четвертинних відкладів України і розробці питань походження лесу, цього надзвичайно поширеного на Європейській території Союзу РСР осадка, брали участь видатні російські вчені — Олексій Петрович Павлов і Володимир Афанасійович Обручев.

Широке узагальнення даних по геологічній будові Європейської території Росії і України наприкінці минулого століття дав родоначальник радянської геології, знаменитий російський учений і громадський діяч Олександр Петрович Карпінський. Він перший виявив глибокі закономірності геологоісторичного розвитку Російської рівнини. На зміни фізико-географічних умов минулого,—як писав О. П. Карпінський,— вказувало послідовне чергування басейнів, що простягалися майже в широтному напрямку, з басейнами меридіонального простягання. Пониження земної кори, які викликали такий розподіл басейнів у широтному напрямку, охоплюють середню і південну частини Росії; меридіональні пониження розміщені в її східній частині. Ця історична спрямованість, як показав Карпінський, є наслідком тектонічної рухливості земної кори, зумовленої хвилеподібними рухами, важлива роль яких у тектоніці вперше по-справжньому була оцінена цим ученим. Карпінський установив на півдні СРСР дислокації земної кори, широко відомі тепер під назвою «ліній Карпінського». На значному протязі ці лінії проходять на території Української РСР.

Дореволюційний період вивчення геологічної будови України завершився висвітленням головних рис геологічних формацій, поширених на її території, спрямованості і основних етапів її геологоісторичного розвитку, а також зв'язків поширення корисних копалин з геологічною будовою її надр. Масштаби геологічних досліджень на рубежі минулого і поточного століть висунули Україну за рівнем її геологічної вивченості на одне з перших місць в Росії. Цей рівень геологічних знань, досягнутий внаслідок єдності зусиль російських і українських геологів, набагато перевершував досягнення геологічної науки за кордоном. Ці досягнення відзначали учасники екскурсії VII Міжнародного

геологічного конгресу на Донецький кряж, коли в звіті про екскурсію знаменитий французький академік Годрі змушений був визнати, що палеозойські відклади Донецького кряжа настільки детально вивчені, що кожний геолог, який вивчає палеозой, повинен їздити туди вчитися.

3. РАДЯНСЬКИЙ ПЕРІОД ВИВЧЕННЯ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ УРСР

Розвиток геологічних знань у нашій країні особливо зріс в роки радянської влади. Радянський лад створив нові, винятково сприятливі умови для розвитку науки. Мудра політика Комуністичної партії Радянського Союзу привела до повного об'єднання українських земель. В знак дружби, безмежного довір'я і любові російського народу до українського народу до складу Української РСР була передана і Кримська область. Возз'єднана Радянська Україна, невід'ємна частина великого Союзу Радянських Соціалістичних Республік, стала однією з найбільших держав Європи.

Послідовне проведення Комуністичною партією ленінської національної політики забезпечило перемогу культурної революції в нашій країні. Завдяки радянському ладові українська національна культура набула необмежених і не бачених в історії українського народу можливостей розвитку. Радянська влада дала Україні Академію наук, густу сітку науково-дослідних інститутів, вищих навчальних закладів, з кількістю студентів набагато більшою, ніж у будь-якій капіталістичній країні Європи.

Визначні успіхи в розвитку соціалістичної національної культури українського народу досягнуті на нерушимій основі марксистсько-ленінської ідеології, дружби народів, у нерозривному творчому зв'язку і органічній взаємодії з культурою всіх братніх народів СРСР.

Особливо благотворним є вплив культури великого російського народу на розвиток української радянської культури. Яскраві приклади цього простежуються в усіх сторонах духовного життя українського народу, в його літературі, мистецтві, науці.

Одним з незчисленних прикладів прогресивного впливу російської радянської науки на розвиток науки на Україні є досягнення в розвитку геологічних знань та у вивченні геологічної будови території Української РСР.

Російські вчені сприяли розвиткові науки на Україні і зміцнювали дружні зв'язки з українськими вченими не тільки своєю науковою діяльністю, вони провадили тут і велику організаційну роботу. Першим президентом створеної радянською владою Академії наук Української РСР був видатний російський учений-геолог академік Володимир Іванович Вернадський.

Ще точилася громадянська війна, ще зі зброєю в руках трудящі нашої Батьківщини відбивали напади імперіалістів-інтервентів і внутрішніх ворогів, а радянська влада вже створила умови для розвитку геологічних наук і успішного вивчення геологічної будови Української РСР.

В перші роки радянської влади був створений Український геологічний комітет — тепер Головне геологічне управління при Раді Міністрів УРСР. Протягом довгого часу на чолі його стояли видатні українські геологи В. І. Лучицький і В. В. Різниченко. Воно було і лишається провідною науково-виробничою геологічною організацією Української РСР.

У перші ж роки радянської влади був створений і головний центр науково-дослідної роботи в галузі геологічних знань — Інститут геологічних наук Академії наук Української РСР. З часом кількість науково-виробничих і науково-дослідних геологічних закладів збільшувалась. Поряд з організаційним розв'язанням питань розвитку геологічних знань в Українській РСР, Комуністична партія і радянський уряд приділяють виняткову увагу справі вирощування національних кадрів, нової радянської інтелігенції, що віддає всі свої знання і сили служінню народу, великій справі побудови комунізму в нашій країні.

Підготовка геологічних кадрів вищої кваліфікації здійснюється на геологічних факультетах університетів, в політехнічних і гірничих інститутах. Для підготовки працівників геологічного профілю середньої кваліфікації організовано велику кількість геологорозвідувальних і гірничо-геологічних технікумів.

Для геологічних спеціальностей вищих учбових закладів Української РСР були вперше створені підручники українською мовою «Кристалографія і мінералогія» М. К. Шматька, «Курс палеозоології» В. І. Крокоса, «Визначник мінералів під мікроскопом» М. І. Безбородька, «Таблиці до історичної геології» М. Й. Лебедєва, «Курс загальної геології» В. Г. Бондарчука. З російської на українську мову перекладено ряд посібників, наприклад акад. М. М. Страхова («Історична геологія»), чл.-кор. В. П. Колесникова та ін. Численний і кваліфікований загін українських радянських геологів успішно розв'язує поставлені перед ним завдання загального геологічного дослідження території УРСР та розвитку геологічних знань, розв'язання великих геолого-економічних проблем і забезпечення поточних геологічних потреб народногосподарського будівництва.

Однією з яскравих ілюстрацій колосального розмаху геологічних досліджень на території України є те, що за роки радянської влади геологічній будові УРСР присвячена дуже значна література — майже на 3500 назв. Це набагато більше того, що було опубліковано за весь довгий період царського урядування. З загальної кількості публікацій близько 1000 належить російським радянським авторам-геологам.

В роки відбудови народного господарства і перших п'ятирічок соціалістичного будівництва було здійснено *геологічну зйомку більшої частини території УРСР*. На базі цієї зйомки складено загальні і оглядові карти масштабів 1 : 1 000 000 і 1 : 2 000 000. Хоч рівень геологічного знімання і складена на його основі загальна карта не повною мірою відповідають сучасним вимогам до карт цього масштабу, однак вони мали винятково велике значення в розвитку дальших геологічних досліджень. Найважливіше значення мала також *геологічна зйомка*, проведена в Донбасі, в Кривому Розі, на Нікопольщині тощо.

Дальшим кроком вперед у справі вивчення геологічної будови УРСР є практичне розв'язання геологічної частини ряду найважливіших *геолого-економічних проблем республіки* — проблем Великого Донбасу, Великого Кривого Рогу, проблеми нафто- й газоносності тощо. Успішне розв'язання цих проблем вимагає здійснення великих науково-дослідних робіт, результати яких самі по собі здебільшого становлять значний вклад в радянську геологічну науку.

Поширення і поглиблення геологічних досліджень у Донбасі почалося в перші роки відбудови народного господарства країни, зразу ж після розгрому іноземних імперіалістичних загарбників і внутрішніх ворогів.

У 1918 р. В. І. Ленін у своєму «Начерку плану науково-технічних робіт» ставив завдання широкого вивчення природних продуктивних сил країни, використання другорядних сортів палива для виробництва електричної енергії.

У 1926—1928 рр. здійснено перерахунок запасів вугілля Донбасу. Колективом геологів під керівництвом А. Д. Архангельського прове-

дено уточнення стратиграфії мезозойських і кайнозойських відкладів краю; М. С. Шатський в ті роки обгрунтував детальний стратиграфічний поділ верхньокрейдових відкладів Донбасу.

XIV з'їзд Комуністичної партії в грудні 1925 р. прийняв постанову перетворити нашу країну з аграрної в індустріальну. У своїй знаменитій постанові з'їзд записав: «В галузі економічного будівництва з'їзд виходить з того, що наша країна, країна диктатури пролетаріату, має «все необхідне для побудови повного соціалістичного суспільства» (*Ленін*). З'їзд вважає, що боротьба за перемогу соціалістичного будівництва в СРСР є основним завданням нашої партії»[1].

Для справи індустріалізації нашої країни виняткове значення мало збільшення запасів вугілля і розвиток вугільної промисловості «всесоюзної кочегарки» — Донецького басейну.

Починаючи з 1925 р. розгорнулися практичні роботи по обгрунтуванню поширеності вугленосних площ Донецького басейну. На кінець першої п'ятирічки розвитку народного господарства СРСР успіхи вивчення території *Великого Донбасу* були вже настільки значними, що сама проблема переросла з вугільної в комплексну. Загальні завдання розв'язання цієї проблеми визначив П. І. Степанов, контури Великого Донбасу накреслив Є. О. Погребицький. У розв'язанні названої проблеми беруть участь колективи геологів численних закладів, зокрема вчені Інституту геологічних наук Академії наук Української РСР — Б. І. Чернишов, К. О. Новик, П. Л. Шульга, А. М. Іщенко, Д. Є. Айзенверг, геологи «Артемвуглерозвідки» та «Луганськвуглерозвідки» — В. З. Єршов, В. С. Попов, Українського геологічного управління — С. К. Комоцький, Б. А. Єршов та багато інших.

Найголовнішим досягненням у розв'язанні проблеми Великого Донбасу є розширення його розвіданої вугленосної площі більш як удвоє проти того, що було відомо раніш. Не менш важливе значення має також встановлення промислової вугленосності нижньокам'яновугільних відкладів, що розкриває виняткові перспективи збільшення запасів кам'яного вугілля як у відкритому Донбасі, так і поза його межами.

Внаслідок вивчення вугленосності УРСР, насамперед вивчення території Великого Донбасу, було розв'язано ряд важливих питань загальної геології, стратиграфії і палеонтології, що дозволило уточнити геологічні розрізи, геологічну будову і історію геологічного розвитку окремих регіонів, областей та районів. Зокрема, уточнено стратиграфічні межі нижнього і середнього карбону. Вивчення решток викопних організмів дало можливість палеонтологічно обгрунтувати виділення значної кількості стратиграфічних горизонтів кам'яновугільної системи.

Важливим методом для з'ясування фізикогеографічних умов відкладення осадків став *метод спорово-пилкового аналізу,* особливо під час дослідження палеонтологічно німих товщ. Атлас спор та пилку рослин з відкладів середнього карбону Донбасу, складений А. М. Іщенком, відображає близько 200 видів їх.

У процесі вивчення вугленосності території західних областей Української РСР досягнуто нових, істотних успіхів у вивченні палеозою південно-західної частини Російської платформи. На території Волино-Поділля товариші П. Л. Шульга, К. О. Новик, Д. Є. Айзенверг, Н. Є. Бражнікова, А. М. Іщенко в тісному співробітництві з працівниками тресту «Волинськвуглерозвідка» встановили наявність потужної товщі відкладів, що досить повно представляють палеозой. Нижню частину цієї товщі П. Л. Шульга віднесла до нової, що тепер виділяється, рифейської системи. Вперше для цього краю доведена наявність відкладів кембрію, представлених всіма трьома його відділами. Науковці

[1] Історія ВКП(б). Короткий курс, 1953, стор. 254.

відділу палеозою Інституту геологічних наук визначили стратиграфічні межі нижнього силуру, уточнили стратиграфічний поділ його в цілому, опрацювали схему стратиграфічного поділу кам'яновугільних відкладів *нового, Волино-Львівського, кам'яновугільного району.*

Одним із значних результатів геологічних досліджень у західних платформених областях УРСР є встановлення належності давно відомих у басейні р. Горині вулканічних утворів до рифейської системи.

Для розвитку народного господарства країни важливе значення мало розв'язання другої великої геолого-економічної проблеми — розширення залізорудної бази, або проблеми *Великого Кривого Рогу,* геологічно обгрунтованої М. П. Семененком і С. П. Родіоновим. Одним із найважливіших результатів геологічних досліджень у цьому напрямку є виявлення Криворізько-Кременчуцької залізорудної зони, яка простягається більш як на 250 *км.* Значні перспективи розширення залізорудної бази розкривають також зони магнітних аномалій: Чортомлицько-Верхівцівська, Оріхово-Павлоградська, Конкська, Корсак-могили, Кам'яної та інших могил Приазов'я.

Науково обгрунтована постановка геологорозшукових робіт і розвідок мінеральної сировини в Українській РСР дала блискучі результати. Була забезпечена рудна база для технічної реконструкції Криворізького залізорудного району, набагато збільшені промислові запаси руд Нікопольського марганцевого басейну, забезпечені потреби чорної металургії в різних нерудних корисних копалинах — флюсах, вогнетривкій сировині тощо.

На Правобережжі УРСР виявлений і досліджений *Дніпровський буровугільний район.* Колосальні запаси бурого вугілля в найближчий час мають бути використані для постачання побутового палива сільським місцевостям безлісних зон Української РСР.

На базі геологічно вивчених і розвіданих *родовищ мінеральної сировини* на Україні створена потужна промисловість будівельних матеріалів, вогнетривких та керамічних виробів і т. ін.

Тісне співробітництво працівників геологічної науки і виробництва є міцною запорукою дальшого успішного розвитку наукових геологічних знань в Українській РСР і розв'язання найважливіших народногосподарських завдань.

У радянський період на Україні в усіх найголовніших галузях геологічної науки досягнуті помітні успіхи. Особливо вдало і широко розв'язуються проблеми регіональних геологічних досліджень та питання загальної геології. До їх числа належать проблеми тектоніки, структури Українського кристалічного щита, геологічної будови окремих регіонів УРСР та стратиграфії окремих осадочних формацій.

Схема тектонічного районування УРСР була обгрутована в перші роки післявоєнної п'ятирічки. На її основі тепер вивчається будова окремих тектонічних районів.

В роки радянських п'ятирічок на території України провадились і провадяться тепер в широких масштабах *геофізичні дослідження.* В результаті одержано важливі дані для висвітлення геологічної будови глибинних зон земної кори в межах республіки. Після перших геологічних інтерпретацій магнітометричних даних, здійснених А. Д. Архангельським, велику роботу провели В. О. Сельський, С. І. Суботін. Геологічну інтерпретацію геофізичних матеріалів дали: по Передкарпаттю — В. Б. Соллогуб, О. В. Мухін, по північно-західному схилу Українського кристалічного щита — В. І. Клушин, по Дніпровсько-Донецькій западині — М. В. Чирвінська, по Надчорномор'ю — Г. А. Крживанек, В. М. Головцин та ін. В світлі даних геофізичних досліджень виявлені важливі закономірності структури кристалічного фундаменту УРСР.

накладених на нього осадочних товщ та пов'язаних з ними корисних копалин.

Сучасні дані про тектоніку Української РСР підтверджують відомі узагальнення О. П. Карпінського про чергування меридіональних і широтних напрямків коливальних рухів у геологічному розвитку Російської платформи.

Для розвитку геологічних знань на Україні багато дало вивчення геологічної будови Українського кристалічного щита, Дніпровсько-Донецької і Причорноморської западин, Карпат, Передкарпаття та Закарпаття.

Український кристалічний щит, який простягається майже на 1100 *км* — від Азовського моря на південному сході до Ровенської області на північному заході,— здавна привертав до себе увагу російських і українських геологів. Одну з перших схем його структури опрацював В. Д. Ласкарєв ще до Жовтневої революції. Цей дослідник надавав виняткового значення розломам у будові щита. Питання його структури розробляли також В. І. Лучицький, В. М. Чирвінський, Б. Л. Лічков, Д. М. Соболєв. За нашими даними, в 1946 р. в межах кристалічного щита виділялися Дніпровська і Подільська північно-західного простягання складчасто-інтрузивні зони, близька до меридіонального простягання Криворізька структура і накладені платформені утворення овруцької світи. Тоді наводилися докази рудоносності щита, зокрема рудоносності периферійних частин інтрузивів.

Нову схему структури Українського кристалічного щита, на підставі досліджень Л. Г. Ткачука, Ю. Ю. Юрка, І. Л. Личака, І. С. Усенка, М. М. Івантишина, В. Д. Степанець, Р. І. Сіроштана, Л. Я. Хатунцевої та ін., опрацював М. П. Семененко. Він виділив структурні зони: субширотну північно-західну — Дніпровську, субмеридіональну — Криворізьку і субширотну — Овруцьку, північно-східного простягання. Існує також уявлення, яке тепер відстоює Ю. Ір. Половинкіна, що Український кристалічний щит у цілому є осьовою частиною герцинського гірського спорудження.

Важливі успіхи досягнуті в частині висвітлення стратиграфічного поділу докембрію УРСР. Цю проблему розробили В. І. Лучицький, П. П. П'ятницький, Д. М. Соболєв, Л. Г. Ткачук, І. С. Усенко, Ю. Ю. Юрк, Ю. Ір. Половинкіна, С. П. Родіонов, Я. М. Бєлєвцев та ін.

Розв'язання цього завдання на основі нових даних являє собою схема поділу докембрійських утворень Українського кристалічного щита, яку в 1953 р. опрацював М. П. Семененко.

Значний вклад у розвиток мінералого-петрографічних наук у цілому внесло вивчення *мінералогії і петрографії УРСР.*

Метаморфічні та вивержені утворення Українського кристалічного щита навдивовиж різноманітні і представлені більшістю порід цього типу. В їх складі виділено своєрідні мінерали *кієвіт, тараміт* і *веліта-раміт.* Ряд типів кристалічних порід виділено і вперше описано на матеріалах кристалічного щита. Це дайкова порода *волиніт*, лужно-натровий фойяїт *маріуполіт,* чарнокіто-монцонітові породи *бугіт, собіт,* своєрідні типи гранітів — *коростенський, кіровоградський* та ін.

Українському кристалічному щиту присвячено винятково багато праць, в яких висвітлено загальний склад кристалічних порід, описані їх окремі типи, розглядаються питання петрогенезису. Можна назвати велику кількість учених, які багато дали для розуміння петрографії Української РСР. На цю тему відомі праці П. І. Лебедєва, В. І. Лучицького, М. І. Безбородька, М. П. Семененка, С. П. Родіонова, Л. Г. Ткачука, Ю. Ір. Половинкіної, Ю. Ю. Юрка, О. О. Полканова, В. С. Соболєва, І. Л. Личака, М. І. Ожегової, Г. М. Козловської, Л. Ф. Айнберг, І. Д. Царовського, В. І. Кузьменка, а також І. С. Усенка,

який вивчив генезис зеленокам'яних порід Української РСР, виділив серії метабазитів як давніх трапових формацій.

Особливу увагу радянських учених привертає *геологія Кривого Рогу,* вивчення петрографії та генезису залізорудних формацій УРСР.

Геологію Криворіжжя вивчали П. П. П'ятницький, І. Й. Танатар, Я. М. Бєлєвцев, С. П. Родіонов. Особливо багато праць Кривому Рогу присвятив М. П. Семененко. В результаті проведених досліджень тепер зі значною повнотою висвітлені питання структури Криворіжжя, стратиграфії залізорудних формацій, перспективи розширення рудної бази країни. Результати вивчення геології Українського кристалічного щита є досить широкою теоретичною основою для розшуків і розвідок різних видів мінеральної сировини.

На основі мінералогії Українського кристалічного щита широко висвітлюються *геохімічні процеси,* зокрема геохімії пегматитів. В числі інших дослідників, які опрацьовують проблему геохімії щита, багато зробив М. М. Івантишин.

Істотні успіхи досягнуті в розробці проблем геохімії озер, джерел і атмосфери, а також в опрацюванні методів визначення абсолютного віку гірських порід, над чим працює Є. С. Бурксер.

Однією з найважливіших наукових задач, які привертають особливо пильну увагу радянських дослідників, є питання геохімії вугілля, нафти і газу. Істотний крок вперед у розробці теоретичних питань з цієї галузі становлять роботи В. Б. Порфір'єва і І. В. Грінберга.

Нафтоносності надр Української РСР є одною з найважливіших геолого-економічних проблем. В розв'язанні її досягнуто важливих наукових і практичних результатів. Однією з нових областей, промислова нафтоносність і газоносність якої установлена, є Дніпровсько-Донецька западина.

Загальні риси *геологічної структури Дніпровсько-Донецької западини,* на основі буріння і географічних даних, розглядали Д. М. Соболєв, В. Б. Порфір'єв, Л. (Л. Ф.) Лунгерсгаузен, В. Я. Клименко, М. П. Балуховський, М. В. Чирвінська, Й. Ю. Лапкін, С. І. Черпак і ряд інших дослідників. На тому етапі загальний підсумок робіт був підведений у 1949 р. Тепер вважається, що в межах Дніпровсько-Донецької западини поширені ранньопалеозойські відклади. Її кристалічний фундамент розчленований на окремі блоки, по-різному заглиблені. В областях грабенів широко виявлена соляна тектоніка. В прикордонних областях спостерігається складне флексурне і купольне порушення залягання верств осадочних товщ.

Установлено, що в девоні на всьому протязі від Чернігова до південного Донбасу відбувалась інтенсивна вулканічна діяльність. Переважали тріщинні виливи, вулканічні покриви розвинуті на соленосних девонських відкладах. Склад вулканічних продуктів і петрографію докембрію Дніпровсько-Донецької западини дослідили Т. Ю. Лапчик і І. С. Усенко.

За особливостями тектоніки ми розглядаємо Дніпровсько-Донецьку западину як новий тип платформених структур — ровоподібну западину, або субгеосинкліналь, з інтенсивним вулканізмом на перших етапах її розвитку.

Істотних успіхів досягнуто у комплексному вивченні осадочних товщ Дніпровсько-Донецької западини, на підставі чого досить повно висвітлені основні етапи історії геологічного розвитку западини та її палеогеографії. В цій роботі брав участь великий колектив геологів Інституту геологічних наук, Укрсхіднафторозвідки, Геологічного управління та інших організацій.

Серед наверствовань, які виповнюють западину, виділено відклади від девонської до четвертинної системи. Окремі системи відкладів

досліджені з детальністю, яка дозволила виділити окремі стратиграфічні горизонти.

Стратиграфію, літофації та скам'янілості з палеозойських відкладів Дніпровсько-Донецької западини вивчали Б. І. Чернишов, К. О. Новик, П. Л. Шульга, О. М. Куциба, Д. Є. Айзенверг, Н. Є. Бражнікова, М. П. Кожич-Зеленко, А. М. Іщенко. Стратиграфію пермотріасу опрацювала Т. Ю. Лапчик. Глибоко вивчили юрські відклади западини О. К. Каптаренко-Черноусова, І. М. Ямниченко, В. П. Макридін. Зокрема, серед юрських відкладів виявлені вулканічні породи. Аналіз їх і висновки з нього дали І. М. Ямниченко та І. С. Усенко. Палеогенові, неогенові та четвертинні відклади цього району вивчили О. К. Каптаренко-Черноусова, Н. В. Піменова, Г. І. Молявко, Н. М. Баранова, М. М. Клюшников, О. В. Крашеніннікова, В. Т. Сябряй, П. К. Заморій, В. Г. Бондарчук та ін.

В процесі дослідження геологічної будови Дніпровсько-Донецької западини велика увага приділялася вивченню викопних організмів. Потрібно відзначити широке застосування *мікропалеонтологічного аналізу* осадочних товщ і вивчення викопних решток мікроорганізмів. Після перших кроків у цьому напрямку, які являла собою відома праця П. А. Тутковського «Викопні мікрофації України», мікропалеонтологія в Українській РСР зробила великі успіхи. Особлива заслуга в дослідженні мікроорганізмів мезо-кайнозойських відкладів належить О. К. Каптаренко-Черноусовій, палеозойських — Н. Є. Бражніковій та кайнозойських — В. Я. Дідковському, зусиллями яких склад викопних мікроорганізмів висвітлено для всіх стратиграфічних підрозділів відкладів, представлених на території УРСР.

Для висвітлення історії геологічного розвитку півдня УРСР істотне значення мають успіхи, яких досягнуто в процесі вивчення *Причорноморської западини.*

Геологічну будову цього краю, як відомо, в свій час грунтовно висвітлив М. О. Соколов. Дані цього дослідника були тією основою, на якій розвивали свої роботи українські радянські геологи. Питання геологічної структури Причорномор'я опрацьовували М. В. Муратов, К. І. Маков, Д. Ю. Панченко, Г. М. Аванесян, В. Н. Корценштейн та ін. Загальні риси будови північної зони Причорноморської западини відбиті в 1950 р. в роботі автора. Особливості її структури пов'язані зі скибовою тектонікою ложа Причорноморської западини. В західній частині цього краю установлена наявність кембрійських, силурійських, а на них юрських відкладів, перекритих звичайними для півдня крейдою і палеогеном. З юрськими відкладами там пов'язані вулканічні утворення.

Роботами Г. І. Молявка і М. М. Клюшникова в останній час доведено поширення середньоеоценових відкладів у нижній течії Дністра, Південного Бугу, Інгульця у близьких до кримської фаціях. Установлено також, що морський середній еоцен залягає на вугленосних відкладах. Вік останніх, таким чином, знижується до низів еоцену, можливо навіть до палеоцену. Відклади майкопської світи виявлені в межах Запорізької, Миколаївської і Одеської областей.

Наведені дані розкривають перспективи на виявлення нових родовищ важливих корисних копалин, які пов'язані з третинними відкладами, як-от: природні гази, буре вугілля, каолін, марганцеві руди та ін., що їх успішно вивчали і вивчають І. Є. Слензак, В. Т. Сябряй, Ю. Б. Басс, В. М. Гладкий і ряд інших геологів. Істотні уточнення розрізів палеогену, його стратиграфічного розчленування і палеонтології дали М. М. Клюшников, О. К. Каптаренко-Черноусова, В. Н. Корценштейн, А. А. Ханін та ін. Аналогічну роботу по неогенових відкладах здійснив Г. І. Молявко. В цьому напрямку ведуть роботу також В. Я. Дідковський, Є. М. Матвієнко і ряд інших дослідників.

З возз'єднанням українського народу в єдиній українській радянській державі до складу СРСР повернено українські землі, які довгий час перебували під іноземним володінням.

У структурному відношенні рівнинні простори *західних областей УРСР* лежать у межах Російської платформи. Південно-західне облямовання платформи становлять гірські споруди Карпат, що належать до Середземноморської орогенічної зони. Між орогеном і платформою простягся передовий прогин Карпат. Вивченість геологічної будови цього краю була недостатньою і нерівномірною.

Платформені частини західних областей ще до Великої Жовтневої соціалістичної революції грунтовно, як на той час, дослідили В. Д. Ласкарев, П. А. Тутковський, П. М. Венюков та ін. Наступні десятиліття перебування цих територій в складі панської Польщі і боярської Румунії не внесли істотно нового в знання їх геологічної будови. Поділені на клапті між різними капіталістичними державами, Східні Карпати лишалися краєм, мало дослідженим. До того ж над буржуазними дослідниками тяжіло хибне уявлення про покривну будову Карпат на зразок Альп, що обмежувало можливість пізнання реальної їх структури.

З установленням радянської влади в геологічному вивченні Передкарпаття, Карпат і Закарпаття, як і в усьому житті краю, настала нова ера.

В першу чергу питання геологічних досліджень знайшло організаційне вирішення. У Львові створено філіал Академії наук Української РСР і в його складі Інститут геології корисних копалин. В останній час організовано філіал також і Нафтового інституту — УкрВНДГНІ. Широко розгорнули науково-дослідну роботу геологічні кафедри учбових закладів. Нове вогнище української соціалістичної культури створено в Закарпатті за постановою Центрального Комітету Комуністичної партії і радянського уряду — Ужгородський державний університет. Широку і різносторонню допомогу у вивченні геологічної будови західних областей надають геологічним колективам УРСР геологічні заклади Москви і Ленінграда.

Внаслідок проведених заходів геологічна вивченість возз'єднаних земель Української РСР незрівнянно зросла.

Висвітлення геологічної будови північних районів Дніпровсько-Донецької западини і Українського кристалічного щита здійснюється в умовах тісної творчої співдружби геологів братських Білоруської і Української радянських соціалістичних республік.

Геологічну будову Радянських Карпат вперше грунтовно дослідили російські радянські геологи — М. В. Муратов і численний колектив під керівництвом О. О. Богданова. Поряд з цим систематичні роботи там провадили геологи Києва і Львова: В. І. Славін, М. М. Жуков, І. Л. Соколовський, А. Є. Бабинець, О. С. Вялов, В. Б. Порфір'єв, В. С. Соболєв, Є. К. Лазаренко, Л. Г. Ткачук, М. Р. Ладиженський та ін. Зведення про тектонічний поділ Карпат дали в 1953 р. О. С. Вялов і в 1955 р. В. Г. Бондарчук. В результаті геологічних досліджень Карпат установлено, що вони мають складчасту будову, яка відповідає будові інших гірських споруд, як Кавказ тощо. Поряд з переважною в їх структурі поздовжньою зональністю в Східних Карпатах істотне значення мають поперечні розломи, які ускладнюють структурні елементи. З'ясовано також структуру Вулканічного хребта, в межах радянської частини якого виділяється 9 окремих вулканічних районів; останні являють собою полігенні вулканічні споруди з численними безкратерними вулканами, які нагадують вулканічні побудови Закавказзя. Розроблено схеми морфологічного районування Карпат.

Найважливішим результатом вивчення геологічної будови возз'єднаних земель УРСР є теоретичне обгрунтування поширеності мінераль-

носировинної бази країни, необхідне для дальшого планомірного вивчення нових родовищ і нових видів корисних копалин.

Ще дві галузі геологічних знань, де в Українській РСР досягнуто істотних результатів, це — *гідрогеологія* і *четвертинна геологія*.

Гідрогеологічні дослідження в роки радянської влади провадилися в усіх районах Української РСР. Вони завершилися важливими характеристиками багатьох водних горизонтів і гідрогеологічних районів,



Рис. 7. Південний берег Криму.

опрацюванням ряду важливих теоретичних питань і вирішенням багатьох практичних завдань водопостачання. Великий крок вперед у висвітленні гідрогеології УРСР становлять праці В. І. Лучицького, Б. Л. Лічкова і, особливо, К. І. Макова.

Великий колектив гідрогеологів розв'язував і розв'язує успішно складні питання регіональної гідрогеології, водопостачання та інженерної геології. Особливості гідрогеології західних областей висвітлені в працях В. Г. Ткачук і С. З. Сайдаковського, питання гідрогеології Полісся опрацьовує К. М. Варава, Донбасу — О. О. Фаловський, центральної частини УРСР — В. М. Ващенко, Ф. А. Руденко, Дніпровсько-Донецької западини — І. І. Цапенко.

Особливо важливі для народного господарства УРСР гідрогеологічні райони південного Степу, Передкарпаття і Закарпаття вивчає

А. Є. Бабинець. Значних успіхів здобуто у вивченні мінеральних вод, зокрема Українського кристалічного щита і Карпат.

Для народного господарства Української РСР великого практичного значення набули питання інженерної геології. Інженерно-геологічні властивості грунтів вивчаються в зв'язку з величезним будівництвом на Дніпрі, з плануванням міст, а також для боротьби зі зсувами. Дуже важливі роботи в цьому напрямку провадять О. І. Спасокукоцький, І. Є. Жернов, І. Л. Соколовський і багато інших працівників.

Певних успіхів в Українській РСР досягнуто у загальногеологічному вивченні покривних, четвертинних відкладів. На основі вивчення цих відкладів на території УРСР складалися головні положення радянської четвертинної геології. Початок вивченню покривних відкладів поклали В. В. Докучаєв, О. Г. Набоких, П. А. Тутковський і М. О. Соколов. До того часу належить формування перших уявлень про походження найголовнішого типу четвертинних відкладів — лесу, гляціоалювіального — за даними Докучаєва, і еолового — за даними Тутковського. У розв'язанні питання походження лесу південної частини Радянського Союзу брали участь найвидатніші російські і українські геологи — О. П. Павлов, П. Я. Армашевський, В. Д. Ласкарєв, В. В. Різниченко, Б. Л. Лічков, Д. М. Соболєв, Г. Ф. Мірчинк, В. А. Обручев. Перше зведення по четвертинних відкладах УРСР дав В. І. Крокос. Він же розробив вчення про поховані грунти — важливу ознаку для стратиграфії і стратифікації четвертинних відкладів.

Багато вже зроблено для висвітлення решток викопних організмів з четвертинних відкладів УРСР. Крім робіт, проведених нами, у цьому напрямку є дослідження М. О. Мельник і І. Г. Підоплічка.

Висвітлення мінералогічного складу четвертинних відкладів УРСР дано в працях М. Г. Дядченко, М. Ф. Веклича. Над цим завданням працює також І. Д. Седлецький. Питання стратиграфії четвертинних відкладів розробляють В. Г. Бондарчук, П. К. Заморій, А. П. Ромоданова, О. М. Маринич та ін.

Пройшло небагато десятиліть натхненної творчої праці в умовах радянської дійсності, і народ колишньої відсталої Росії досяг найвищого в світі рівня добробуту, розквіту духовної і матеріальної культури. На користь комуністичного будівництва підняті, зокрема, потужні джерела продуктивних сил — корисні копалини земних надр.

Найважливішим досягненням радянської геологічної науки на Україні є виявлення основних закономірностей походження і просторового розміщення певних асоціацій видів мінеральної сировини. Найдорогоціннішими перлинами в скарбниці земних надр Радянської України виділяються райони рудного Криворіжжя і вугільного Донбасу, нафтота газоносні простори Дніпровсько-Донецької западини і Передкарпатського прогину, багате різноманітними корисними копалинами обламування Українського кристалічного щита, щедрі на мінеральні джерела прекрасні Карпати і оточена голубими морськими просторами Кримська курортна земля (рис. 7).

РОЗДІЛ III

ТЕКТОНІЧНИЙ ПОДІЛ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНСЬКОЇ РСР

1. МІСЦЕ УРСР В СТРУКТУРІ ЄВРОПЕЙСЬКОЇ ТЕРИТОРІЇ СРСР

Українська РСР розташована в південно-західній частині Європейської території Союзу Радянських Соціалістичних Республік. За геологоструктурними особливостями вона становить частину Російської платформи, ззовні облямованої гірськими спорудами Кримських гір та Карпат, які належать до Середземноморської геосинклінальної зони.

Перші дані про структуру Російської платформи і історію тектонічних рухів в її межах відносяться до кінця минулого століття, коли почали виходити праці О. П. Карпінського про історію геологічного розвитку території Європейської Росії (1883, 1887, 1894). Завершенням досліджень Карпінського в цьому напрямку є його праця «До тектоніки Європейської Росії», опублікована в 1919 р. З'явлення цієї роботи одночасно знаменує початок блискучого радянського періоду вивчення геологічної структури Російської платформи і розвитку тектонічної науки.

В 1894 р. О. П. Карпінський дав загальну характеристику розміщення морських басейнів на території Російської рівнини в минулі геологічні періоди. Закономірний розвиток території, яка охоплює і УРСР, за Карпінським, характеризує «послідовне чергування басейнів, що простягалися в майже широтному напрямку, і басейнів, що простягалися майже меридіонально. Зниження земної кори, які зумовлювали такий розподіл басейнів в широтному напрямку, охоплюють середню і південну частини Європейської Росії, а меридіональні зниження розміщені в її східній частині. Указані два напрямки послідовного пониження земної кори майже відповідні до напрямків окраїнних гірських кряжів — Уральського і Кавказького. Епохи, відповідні зміні одного напрямку другим, визначаються абрисом морського басейну проміжного характеру, як це ми бачимо, наприклад, в кінці середньодевонської епохи, на початку верхньодевонської і верхньоюрської епох та ін.» (сс. 108—109). Вчений прийшов до висновку, що «в межах частки земної поверхні, зайнятої тепер Європейською Росією, відбувалися послідовні коливання земної кори через зміну понижень у широтному напрямку опусканнями меридіональними. Такі повільні, так би мовити хвилеподібні, коливання не торкалися лише північно-західної частини». Уявлення О. П. Карпінського знайшли своє відображення на тектонічній карті. Ще в 1887 р. він зазначав, що кристалічні породи, які виступають на великому просторі Фінляндії і в прилеглих районах Архангельської та Олонецької губерній, становлять частини загальної кристалічної докембрійської основи, або фундаменту, для нових порід, що на них залягають. У 1894 р.

Карпінський назвав усю територію поширення кристалічного докембрійського фундаменту *плитою*, або *платформою*. Цю територію Е. Зюсс під назвою «Російська плита» описав у третьому томі своєї праці «Лице землі» [1].

Тектоніка платформи, на думку Карпінського, визначалася розвитком коливальних рухів. Виникнення дислокацій в значній мірі зумовлювалося кристалічними масивами, або горстами — Прибалтійським і Азово-Подільським. Вступаючи у взаємодію з ними, всі пізніші дислокаційні явища відбивали на собі їх опір, а самі руйнували окраїни горстів і їх тектоніку. В 1883 р. Карпінський висвітлив загальні закономірності залягання гірських порід у південній частині Російської платформи і відобразив їх порушення на схематичній карті. Дислокації мають вигляд двох ліній, які простягаються з південного сходу на північний захід. Ці напрямки дислокацій стали широко відомі під назвою «ліній Карпінського», як вперше їх назвав Зюсс. В роботі за 1919 рік Карпінський уточнює уявлення про формування структури Російської платформи і вважає, що «...з настанням девонського періоду відбуваються орогенічні рухи загального меридіонального (уральського) напрямку» (стор. 186). В процесі цих рухів визначилися риси Донецького кряжа, Підмосковної западини, «Девонської осі», Поліської антикліналі та інших структур.

Загальні уявлення О. П. Карпінського про характер коливальних рухів у Східній Європі знайшли своє повне підтвердження в сучасних численних даних.

У перші десятиліття XX ст., до Великої Жовтневої соціалістичної революції, структуру південно-західної частини Російської платформи не досліджували. Загальні риси її побіжно висвітлювалися в роботах окремих дослідників. В 1905 р. про це писав В. Д. Ласкарєв, у 1912 р.— Д. М. Соболєв і М. М. Тетяєв. В. Д. Ласкарєв дав першу схему тектоніки Українського кристалічного щита. Він рисував щит як територію поширення кристалічних порід, обмежену скидами. У внутрішній структурі щита він виділив поперечний скидовий канал, що відокремлює центральну частину від приазовської і який, за сучасними уявленнями, відповідає розташуванню Криворізького субмеридіонального складчасто-магматичного комплексу. В північно-західній частині УРСР Ласкарєв виділив Ровенську скидову западину і район Пелчанських дислокацій. Він також вважав, що подільська частина плити складена палеозойськими відкладами і розміщена проти опуклості Карпатської гірської дуги, розбита поздовжніми і поперечними скидами. Головні дислокації, що їх виділив В. Д. Ласкарєв, як показали новітні дослідження, існують дійсно. Погляди Ласкарева на тектоніку Українського кристалічного щита знайшли дальший розвиток у працях ряду зарубіжних дослідників.

Починаючи з 1912 р. геологічну структуру Російської платформи, яку він називає Скандо-Росією, в ряді робіт розглядав Д. М. Соболєв. Він виходив з припущення про наявність у ній позитивних, негативних і нейтральних полів. До останніх Соболєв відносив Центрально-Російську плиту, в її межах — внутрішньоплитні вали та Поліський і Уфімський мости. До позитивних полів цей дослідник відніс Балтійський щит з Олонецьким мостом, Українську плиту, Люблінську плиту, зарубіжні масиви і орогенний трикутник — Каледоніди, Ураліди і Алтаїди. Зовнішнє кільце структури становлять мости Скандінаво-Польський, Урало-Скандінавський і Кримсько-Уральський. До Скандо-Росії приєднані субнегативні поля: Двінсько-Мезенський басейн, Балтійський і Каспійський басейни. Нарешті, негативні зони становлять, Амадоційська і Уральська геосинкліналі, Північно-Польський, Північно-Український і Печорський басейни. Південно-західну межу Скандо-Росії Соболєв

[1] E. Suess, Das Antlitz der Erde, Bd. III, 1901 und 1909.

проводив по південно-західному краю Українського кристалічного щита, через Львів і далі на північний захід.

Уявлення Д. М. Соболєва про структуру південно-західної частини Російської платформи не знайшли дальшого розвитку. Це саме треба сказати і про уявлення Ф. М. Чернишова, який в межах Європи виділяв області гуронської, додевонської і арморикано-варисційської складчастості та давні ядра, облямовані альпійською складчастістю. За його схемою, територія УРСР лежить в межах периферійної частини Скандінавського горста і альпійської складчастості.

Питання геологічної структури Російської платформи привертали увагу також зарубіжних дослідників. Особливо багато різних думок було висловлено про структуру перехідних від західної до східної Європи областей. Головні риси геологічної структури Російської рівнини вперше в зарубіжній літературі описував Е. Зюсс. Про тектоніку південно-західної частини Російської платформи в 1905—1922 рр. писав М. Лімановський. Він виділяв в межах Придніпров'я докембрійську систему Скіфід. Одну вітку їх він розміщав на просторах від Донецького кряжа, через Український кристалічний щит, Білоруську РСР, до Онезького озера. Другу вітку він вів через Крим і Добруджу. На її продовженні на північний захід від Добруджі Лімановський розміщав Богіди, Карпатську дугу Альпід, Герциніди і Каледоніди. Погляди, близькі до уявлень Лімановського, розвивали також К. Кузняр і Тейсейр. Про геологічну структуру півдня Російської платформи в багатьох роботах писав Г. Штілле[1]. Російську платформу він називав Фенно-Сарматією. Південно-західну межу її Штілле проводив через край Карпат, північне узбережжя Одеської затоки Чорного моря, північно-західні окраїни Донецького кряжа — на гирло Волги.

Особливо багато зарубіжні геологи писали про проблему Поліського валу. Вперше цю структуру виділили Є. В. Оппоков і О. М. Жирмунський. Пізніше її описували Кузняр і А. Д. Архангельський. Особливо цікавила ця проблема С. Бубнова[2]. На його думку, область, що поділяє Підмосковну і Польсько-Німецьку западини, складають два підняття — Поліський і Білоруський вали. Між цими валами розміщені мульди. Вали і мульди мають вигляд дуг, опуклістю обернутих на захід і південний захід. Поліський вал, на думку Бубнова, простягається від північної окраїни Українського кристалічного щита (с. Мікашевичі на р. Південній Случі) до Гродна і Друскеників на Німані, де докембрійський кристалічний фундамент виявлено на глибині 207 *м* під відкладами юри та крейди. Білоруський вал Бубнов протягував від Воронезького кристалічного масиву, через область Брянських магнітних аномалій, на північ від Вітебська. Таким чином, він приймав Скіфський вал Лімановського і Кузняра як широку підвищену зону між Підмосковною і Польською мульдами. Починаючись біля Фінської затоки, ця зона південніше поділялась на дві вітки, Білоруський і Поліський вали, що закінчуються Українським і Воронезьким кристалічними масивами, між якими розташована синкліналь Українська мульда, або Дніпровсько-Донецька западина.

На нових, більш глибоких, основах вивчення геологічної структури Української РСР здійснювалось за радянської влади. Одним із перших загальні питання тектоніки Української РСР розглядає в 1926 р. М. М. Тетяєв, далі — Д. М. Соболєв (1926) і ряд інших дослідників. У 1926 р. Тетяєв розвинув свої уявлення про структуру території Української РСР, які він висловив ще в 1912 р. На його думку, основну рису

[1] H. Stille, Grundfragen der vergleichenden Tektonik, 1924.

[2] S. Bubnoff, Neue Aufgaben über den Scytischen (Polessje) Wall, Geol. Rundschau, Bd. 26, H. 4, 1925.

геології Української РСР становить кристалічний масив. Відношення масиву до палеозою найяскравіше простежується в південно-західній частині, де він обмежовує з південного заходу Донецький басейн. Останній, на думку Тетяєва, становить складчастий комплекс, в цілому синклінальної будови, з простяганням складок у північно-західному—південно-східному напрямках у кам'яновугільних і девонських відкладах, що залягають незгідно і трансгресивно на докембрійському кристалічному масиві. На його думку, на Україні ми маємо досить значної ширини складчасту зону північно-західного простягання, основним елементом якої є антиклінал, представлений тепер кристалічним масивом, і розміщений на північний схід від нього великий синклінальний басейн, частиною якого є сучасний Донецький басейн. «За віком ця складчастість, очевидно, належить до герцинського типу, де найголовніші тангенціальні рухи відбулися в кінці палеозою; різко незгідне залягання тріасу на палеозої в околицях Лисичанська є досить у цьому розумінні переконливим. Характерною рисою цієї складчастості є наявність успадкованих рухів, які визначили дислокацію мезозойських відкладів» (1926, стор. 100).

Структуру Донецького басейну і всієї складчастої зони М. М. Тетяєв порівнює з складчастим герцинським комплексом Польщі і приходить до висновку, що еквівалентна Донецькій складчастість,—яка включає антиклінали Богемський масив, Краков — Себеж і Келецько-Сандомірський кряж, поділена двома синклінальними басейнами,— не є безпосереднім продовженням Донбасу по простяганню; Український кристалічний масив становить антиклінал в загальній зоні герцинської складчастості, по відношенню до якого Донецький басейн розміщений на північний схід, а Польські складки — на південний захід. Тетяєв висловив припущення, що Польські герцинські складки ховаються під третинні складки Карпат.

Масив має асиметричну антиклінальну будову. Південно-західне крило його пологе, а північно-східне зім'яте в складки. Простір між антикліналом Українського кристалічного масиву і продовженням на південь лінії Келецько-Сандомірського кряжа являє собою мульду, будова якої захована під молодими відкладами і насунутими з заходу складками Карпат. М. М. Тетяєв заперечує припущення В. Д. Ласкарєва про те, що західна частина Українського кристалічного щита сколота східчастими скидами, і гадає, що там розміщена асиметрична девонська антикліналь, з простяганням шарніра з півночі на південь. В цілому структура Української РСР і Польщі, як вважав Тетяєв, визначається наявністю складчастої зони герцинського віку, загального північно-західного простягання. Вона становить периферію складчастої зони, головна область якої захована під альпійськими складками третинного віку. Це явище аналогічне тому, що спостерігається у західній Європі, де герцинська зона складчастості виступає з-під структури третинного віку на зовнішній окраїні альпійської складчастості.

В світлі нових даних про геологічну структуру південно-західної частини Російської платформи знаходять підтвердження уявлення М. М. Тетяєва про синклінальну структуру Донецького кряжа і припущення про наявність похованих герцинських споруд під третинною складчастістю Карпат. Однак Український кристалічний щит є платформеною структурою, а не ядром антиклінальних споруджень герцинської складчастості.

Новий етап у розвитку уявлень про геологічну структуру Російської платформи становлять дослідження А. Д. Архангельського. Погляди його зведені в праці, опублікованій в 1947 р. Основним структурним елементом на південному заході Російської рівнини Архангельський вважав Азово-Подільський, або Український, кристалічний масив. На схід від нього, в межах Курської і Воронезької областей, розміщений

Воронезький кристалічний масив. Нарешті, в частині південно-західної території Російської рівнини кристалічний фундамент похований під більш або менш потужним покривом осадочних відкладів. Серед структурних елементів платформи Архангельський виділяв девонський підземний вал Полісся, що являє собою підняття кристалічного фундаменту, найбільш підвищена частина якого розміщена між Пінськом і Мозирем. На захід від валу, в сторону Бреста, і на схід, до Дніпра, девонські відклади швидко занурюються. Поверхня Українського кристалічного щита, як і інших щитів Російської платформи, на думку Архангельського, знижується поступово; у нього не було сумніву, що існують пологі підземні схили під осадочним покривом, оскільки свердловинами кристалічний фундамент був виявлений на незначній глибині в Києві, Каневі і ряді місць на південь від межі відслонень кристалічних порід. На північному сході і на південному заході схили щита порівняно короткі, і давні породи тут швидко занурюються на велику глибину (1947, стор. 61). До числа найважливіших структурних елементів Російської платформи Архангельський зараховував Дніпровсько-Донецьку западину, раніш відому під назвою Української мульди. Западина, за його характеристикою, має вигляд глибокої затоки, розташованої між Воронезьким виступом на півночі і Азово-Подільським докембрійським щитом на півдні. На заході западину замикає Поліський міст, через пониження якого вона має зв'язок з Польсько-Німецькою западиною. Вздовж південного краю східної частини западини розміщений сильно дислокований Донецький басейн. Поступово занурюючись на захід, донецькі складки ховаються під недислоковані або слабо дисльоковані верхньокрейдові і третинні відклади, але під покривом їх складки продовжуються на захід — північний захід, принаймні до басейну р. Сули, і навіть досягають понижень Поліського масиву. Далі Архангельський виділяє Причорноморську западину, виповнену, за його уявленнями, потужною товщею верхньо- і нижньотретинних, мезозойських і, ймовірно, палеозойських порід. Південною межею цієї западини він вважав західну частину Головного Кавказького хребта, гірські споруди Кримського півострова і Карпат. Зі сходу западину замикає Ставропольський підземний масив докембрійських і, можливо, давньопалеозойських порід. Складчастий фундамент в межах Причорноморської западини, за уявленням Архангельського, складений палеозойськими породами.

Висновки А. Д. Архангельського про геологічну структуру південно-західної частини Російської платформи і її окремих складових частин на протязі ряду років служили теоретичною основою геологорозвідувальних робіт. Своє значення вони зберегли і в наш час.

Для розуміння геологічної структури Російської платформи, зокрема для висвітлення будови її південно-західної частини, надзвичайно багато дали роботи М. С. Шатського. Схема тектонічного поділу Російської платформи найбільш повно охарактеризована в зведених працях Шатського за 1946 рік. Південно-західна межа платформи, за цими даними, проходить з північного заходу на південний схід через зону великих заглиблень. На значному протязі платформу обмежовує Передкарпатський прогин. Далі межу її Шатський веде північніше Добруджі і Тарханкуту, трохи на північ від відслонень вулканічних порід і девону в Мінераловодському районі на Північному Кавказі. Донецький басейн він вважає структурою, паралельною основному напрямку верхньопалеозойської складчастості Кримсько-Кавказької зони. Вік кристалічного фундаменту платформи, на думку Шатського, твердо встановлений як докембрійський. Основа платформи неоднорідна і є сукупністю складчастих систем докембрійського віку. Порівнюючи складчасті формації Українського кристалічного щита і Прибалтики, Шатський приходить до висновку, що з іотній-хогландієм Балтійського щита зіставляється овруцька світа УРСР, з магнетитовими гнейсами, готидами — саксаганська система, і з більш давнім археєм — свекофенідами, балтійською системою, свіонієм — тетерево-бузька і дніпровська формації. Він виділяє рифейський час складчастості в самостійний період тектогенезу, протягом якого йшло значне нарощування платформених областей східної Європи. Рифейські структури займають проміжне положення між карельськими і палеозойськими. Самі кареліди «власне створили основну частину Східно-Європейської платформи, злютувавши в одно два давніші масиви — Свекофенійський і Українсько-Воронезький; в той час замість двох найбільших останніх масивів утворилася платформа» (1946, стор. 32). У більш ранніх своїх працях Шатський (1937) вважав, що Балтійський і Український кристалічні щити з'єднує Поліський вал, що належить до найважливіших елементів структури Російської платформи. Цей вал відзначається поперечним перегином у синклінальній Московсько-Польській смузі, який відповідає найбільшому підняттю склепінь Балтійського щита і Українського масиву. Поперечний антиклінальний перегин ускладнюється незначними прогинами. Один з них, що намічається глибшим заляганням девону біля Полоцька, можливо, дає ускладнення вздовж осі Московсько-Польської синеклізи, другий, у басейні р. Прип'яті, простягається від Української крейдової мульди до Польської мульди. Утворення валів М. С. Шатський не пов'язує з горотворними рухами в Уральській геосинклінальі, як то робив А. Д. Архангельський, а, вслід за О. П. Карпінським, вважає, що вали утворилися в результаті коливальних рухів самої платформи.

Між іншим, В. О. Сельський, на підставі геофізичних даних, у 1945 р. відзначив, що Поліський вал, у такому вигляді, як його малювали інші дослідники, не існує. Він вважав, що Український кристалічний масив не простягається безперервно на північ. Дніпровсько-Донецьку западину з Домбровським басейном і, можливо, з Львівською мульдою, через Єльськ, починаючи з девону з'єднує, на його думку, широка протока. Саме та частина Полісся, що дала назву валу, не носить на собі ніяких рис, які б давали підставу говорити про існування кристалічного валу.

Розглядаючи історію геологічного розвитку Російської платформи, Шатський підкреслює, що починаючи з каледонського часу платформа пережила довгий ряд деформацій чисто платформеного типу, які істотно позначились на її будові. Під кінець каледонського тектогенезу визначилися структурні елементи платформи: 1) Балтійський щит, 2) Сарматський щит, ускладнений прогином на східному краї Великого Донбасу, і 3) широка синекліза, що поділяла щити. В подальшому, герцинському, етапі сформувалися основні риси південно-західної частини Російської платформи. З числа додатних структурних елементів платформи Шатський розглядає Український щит, що простягається на південний схід до масиву Ставропольського плато, який, можливо, відокремився від Українського кристалічного щита лише під час альпійського горотворення. Таким же додатним елементом структури платформи є Білоруський масив, обмежений на півночі Латвійською мульдою, далі — Московською синеклізою і на півдні — Прип'ятським прогином. Перемичною антеклізою Білоруський масив зв'язаний з Воронезьким кристалічним масивом. Крило антеклізи, повернуте до Донецького прогину, круте. Крило, обернуте до Московської синеклізи, більш положисте. В цей час оформлюється один з найважливіших структурних елементів платформи — Донецький прогин, або синекліза. Шатський вважає, що прогин існував і розвивався ще в середньо- і верхньодевонський час. Положення Донецького кряжа в структурі платформи, на думку цього дослідника, нагадує положення системи Вічіта, яка має велике простягання паралельно герцинській складчастості.

Завершилося формування структурних особливостей Російської платформи в період альпійського горотворення. На південь від платформи альпійські структури об'єднуються в дві паралельні смуги, що простягаються в західно-північно-західному напрямку. Перша, північна, смуга виявлена типовими платформеними синеклізами, виповненими мезо-кайнозойськими відкладами. Особливо велику потужність в їх межах мають відклади верхньокрейдового і палеогенового часів. Друга, південна, смуга являє собою типовий крайовий прогин Альпійської складчастої зони. В прогинах крейдові і, особливо, третинні відклади мають винятково велику потужність і часто виявлені звичайними для прогинів формаціями — моласами, флішем, сланцювато-глинистими відкладами та ін. До першої зони М. С. Шатський відносить Північно-Українську крейдову синеклізу, яка займає майже всю площу західної частини Великого Донбасу. Вона відокремлена від Альпійського крайового прогину антеклізою Українського кристалічного щита і Донецьким кряжем. На заході вона вузьким, грабеноподібним прогином з'єднується з Люблінською, або Львівською, синеклізою, на Дону змінюється обширною Прикаспійською синеклізою. Велика крейдова мульда, розташована вздовж південно-західного краю платформи, простягається від Львова у східну Померанію; вона нагадує Північно-Українську мульду. З півдня платформу обмежовує Альпійський крайовий прогин.

Питання геологічної структури і історії геологічного розвитку Російської платформи та її окремих структурних складових частин в останнє десятиліття привертали увагу дуже багатьох дослідників. Детально їх уявлення подамо в порайонному огляді тектоніки Української РСР. Тут же спинимося лише на деяких даних, що мають загальне значення.

Загальну характеристику структурних елементів Альпійської геосинклінальної області, які облямовують з півдня Російську платформу, дав М. В. Муратов (1946). У цій області він виділив дві зони геоантиклінальних структур, виявлені в сучасному рельєфі у вигляді гірських споруджень, і два ряди западин. У північній частині окремі ланки антиклінальних побудов становлять Східні Карпати, Балкани, Крим, Великий Кавказ та ін. Другу зону антиклінальних побудов становлять Понтійські гори Малої Азії, Малий Кавказ, Ельбурс. Ці зони поділяє система западин, до якої входить Чорне море, Ріонська і Куринська депресії Кавказу і западина південної частини Каспійського моря. Друга система западин широкою смугою, на думку Муратова, простягається північніше антиклінальних хребтів і відокремлює їх від розташованих північніше платформених областей. Ці структурні елементи—північну зону западин — він називав системою западин крайового прогину Альпійської геосинклінальної області. Розміщені південніше структури становлять крайові хребти мегантикліналі. Розміщені далі западини утворюють зону внутрішніх геосинкліналей, і, зрештою, розміщена ще далі система антиклінорiїв і синклінорiїв становить уже внутрішню, складної будови, зону геосинклінальної області. Характеризуючи особливості окремих структурних елементів, Муратов підкреслює структурні зв'язки Східних і Південних Карпат, Старої Планини Балкан і Кримських гір. В будові передового прогину він виділяє чотири западини, відокремлені одна від одної перемичками: Причорноморську, Азово-Кубанську, Терсько-Карабугазьку і Туркмено-Таджицьку. Причорноморська западина, на його думку, має вигляд велетенського трикутника, вершини якого містяться біля Кракова, Перекопа і Варни. Западина поділяється на окремі частини підняттями Добруджі і Тарханкутського півострова в Криму. Дві північні вітки її простягаються вздовж Українського кристалічного щита — Прикарпатська на північному заході і Каркінітська на південному сході. На півдні до них приєднується третя западина— Волоська, облямована південними Карпатами і Балканами. Четверту

частину становить Альминсько-Варнська западина, розміщена між Тарханкутсько-Добруджинським підняттям, гірським Кримом, Балканами і уявним їх з'єднанням. Причорноморська западина від Азово-Кубанської, за уявленням М. В. Муратова, відокремлена двома перемичками: Перекопською і Сімферопольською. На сході Азово-Кубанська западина межує з Ставропольським плато, на півночі — з південним краєм Українського кристалічного щита і, далі, південним схилом Донецького кряжа. Чорноморська і Південно-Каспійська западини, на його думку, становлять справжні геосинклінальні прогини земної кори. Чорноморська западина існує з крейдового часу. Розвиток інших структур відноситься до всього мезозою і кайнозою. В деяких місцях мезозойсько-кайнозойський тектонічний цикл починався в пермі або навіть у верхньому карбоні. В основі багатьох антиклінальних споруд, на різній глибині, відомий більш ранній палеозойський субстрат.

Питання взаємовідношень окремих структурних елементів території Української РСР, а також дані для характеристики історії їх геологічного розвитку, розглядаються в роботах ряду дослідників. Геологічну структуру північно-західних окраїн Української РСР, прилеглих до Білоруської РСР, в загальних рисах висвітлив Г. В. Богомолов (1947). У центральній частині Білорусії він виділяє високо підняту, подібну до склепіння, підземну структуру, до якої з усіх боків, наче до фокуса, прилягають Підмосковна западина на сході, Дніпровсько-Донецька мульда на півдні, Білорусько-Польська мульда на заході і Прибалтійська — на півночі. Щодо Поліського валу, то він простягається у напрямку, близькому до меридіонального, від Українського кристалічного щита на північ; в районі Мінська і далі він зливається з підняттям палеозойських порід, що займають центральну і північну частини Білорусії.

В 1947 р. Е. Е. Фотіаді дав схематичну карту рельєфу докембрійського складчастого фундаменту Російської платформи. В південно-західній частині він виділяє розлом, що відокремлює Поліський міст від Балтійського масиву. Підняття кристалічного фундаменту він називає субгеоантикліналями, або виступами, а опущені частини — субгеосинкліналями.

Цікаві думки щодо розвитку Російської платформи в девонський і кам'яновугільний час висловила Р. М. Пістрак (1950, 1953). Свої уявлення вона будує на основі фаціального і структурного аналізів, які розробили О. П. Карпінський, А. Д. Архангельський і поглибив М. С. Шатський. Однак застосувала Пістрак цей метод однобічно. Вона не врахувала особливостей давнього рельєфу, оскільки не застосувала структурно-геоморфологічного аналізу. Для з'ясування історії геологічного розвитку Російської платформи ця дослідниця розробила ряд фаціально-структурних карт. Вихідною є карта, на якій відслонено структурний субстрат, а відклади від пермських і молодші знято. Це, на її думку, дало можливість виявити поховані поверхні незгідності — доживетську, довугленосну і довізейську. Живетські відклади зрізують відклади кембрію, силуру та нижнього девону; візейські відклади трансгресивно зрізують турнейські і в деяких районах безпосередньо накладені на різні горизонти фаменського ярусу девону. Авторка припускає, що до початку девонського періоду, можливо, відноситься закладання Дніпровсько-Донецької западини, але даних, які б це стверджували, нема. На карті осадків кінця живетського часу Р. М. Пістрак показує обширну область соленосних відкладів між Українським кристалічним щитом і Воронезьким масивом. Вона припускає, що в цей час річки приносили з Скандінавського щита великі маси уламкового матеріалу, який відкладали частково на суші, частково в морі на великих просторах Російської платформи. На південному Донбасі в цей час розвивалась посилена вулканічна діяльність. Про вулканізм в межах Дніпровсько-

Донецької западини Пістрак не згадує. Існування Поліського валу, на думку цієї дослідниці, не підтверджується.

Про історію коливальних рухів і палеогеографію Російської платформи в девонському періоді писав А. Б. Ронов (1950). Він вважає, що на протязі першої половини періоду на площі Російської платформи переважали висхідні рухи і більша частина платформи служила областю зносу. В живетський вік область зносу обернулася в область швидкого заглиблення і нагромадження осадків. За межами платформи рухи в цей час були дуже інтенсивними. В ранньому палеозої процес підняття платформи посилився і досяг максимуму на початку візейського часу. Підняття Скандінавської зони в живетському віці досягли 1000, а в пізньому девоні — близько 400 *м*.

Б. Б. Мітгарц та М. М. Толстіхіна і, більш докладно, сама М. М. Толстіхіна (1952) відзначають, що рельєф західної частини Російської платформи дуже складний і сильно розчленований. Коливання висот у цілому перевищує 2000, а на невеликих відстанях — 1000 *м*.

Найважливіші структурні елементи платформи, на думку цих дослідників, мають різний вік. Московську синеклізу вони вважають найбільш давньою. Початок розвитку її відноситься до ранньопалеозойського часу; такого ж віку і Воронезький кристалічний масив. Розвиток структури фундаменту зумовлений розколами і подальшим нерівномірним переміщенням окремих блоків. Переважання певних напрямків коливання зумовлене, як то відзначав у свій час Карпінський, тектонічними рухами на Уралі і Кавказі.

В 1951 р. істотно нові погляди на розвиток Російської платформи висловили М. Ф. Мірчинк і О. О. Бакіров. Полемізуючи з В. В. Белоусовим з принципових питань розвитку платформи і узагальнюючи матеріали, одержані при бурінні опорних та глибоких розвідувальних свердловин, ці дослідники спростовують дуже поширене серед геологів уявлення, що геотектонічний розвиток Російської платформи визначався лише дуже повільними вертикальними коливальними рухами, які виявлялися у багаторазовому чергуванні піднять та опускань окремих її частин, а докорінних якісних змін в її геотектонічному розвитку нібито не було. Мірчинк і Бакіров вважають також не відповідним дійсності поширений погляд, нібито сучасний план розміщення основних тектонічних елементів першого порядку Російської платформи, її подібні до склепінь підняття та западини виникли на початку герцинського циклу тектогенезу і стійко зберігалися протягом всієї подальшої геологічної історії. На думку цих дослідників, сучасна тектонічна будова Російської платформи склалася внаслідок найскладніших її перетворень, через неодноразову зміну періодів еволюційного розвитку хвилевидно-коливальних рухів земної кори епохами перерв поступовості, що супроводилися перебудовою і оновленням лиця Землі. Вони вважають, що в каледонський цикл (кембрійський період) тектогенезу в межах Російської платформи були такі структурні елементи першого порядку: склепіння або підняття — Балтійське на північному заході, Приазовське на південному сході, Центральне у внутрішніх областях платформи, Тіманське в межах Тіманського кряжа; западини — Прибалтійська, розміщена на південь і південний схід від Балтійського склепінеподібного підняття, Камо-Печорська на схід від Тіманського склепіння, Середньо-Російська у внутрішніх областях платформи, так звана Саратовсько-Московська між Приазовським і Центральним склепіннями і Прикаспійська на території сучасного нижнього Поволжя. Ці дослідники твердять, що на склепінеподібних підняттях, включаючи і Приазовське, нижньопалеозойських відкладів немає. Вони відомі в областях опускання. Під кінець каледонського циклу, на думку Мірчинка і Бакірова, сталося загальне підняття Російської платформи. Континентальний етап, що настав в її розвитку, напевне охоплював весь силурійський і ранньо девонський періоди. На початку живетського віку середнього девону висхідні рухи знову змінилися низхідними. Протягом живетського віку починає формуватися в центральній частині Приазовського склепіння Дніпровсько-Донецька западина. З формуванням западини обширна область Приазовського каледонського склепінеподібного підняття розпадається на три частини — північно-західну (Білоруське склепіння), північно-східну (Воронезький масив) і південну (Азово-Подільський щит), геотектонічний розвиток яких далі набуває свою специфіку, свої якісні особливості. Морський режим в кінці фаменського віку змінився на континентальний.

Нові зміни в спрямованості коливальних рухів настають у кам'яновугільний період. Тоді, зокрема, інтенсивно заглиблюється Дніпровсько-Донецька западина і на південному сході від неї формується обширна геосинклінальна область сучасного Донецького басейну.

Континентальні перерви, які мали регіональне поширення в межах платформи, на думку М. Ф. Мірчинка і О. О. Бакірова, фіксуються: 1) на протязі силурійського періоду; 2) на протязі ранньодевонської епохи; 3) на початку середньодевонської епохи; 4) на початку ранньокам'яновугільної епохи — а) в кінці турнейського віку, б) в кінці вуглеисного віку, в) на протязі і після тульського часу, г) в кінці візейського віку, д) на протязі намюрського віку; 5) між середньокам'яновугільною і пізньокам'яновугільною епохами; 6) між ранньопермською і пізньопермською епохами; 7) між ранньотатарським і пізньотатарським віками; 8) в кінці татарського віку; 9) на протязі тріасового періоду; 10) на протязі ранньо- і середньоюрської епох — а) в кінці келовейського віку, б) на початку оксфордського віку, в) в кінці пізньоволзького віку і 11) на початку та протягом крейдового періоду.

Зрештою, найважливіші риси геологічної структури південно-західної частини Російської платформи, до складу якої входить територія Української РСР, знайшли яскравий відбиток на тектонічній карті СРСР масштабу 1 : 4 000 000, виданій під редакцією і керівництвом М. С. Шатського в 1952 р. На карті показано підняття фундаменту Російської платформи: Український щит, Воронезьку антеклізу і Білоруський масив. У складній структурі Українського кристалічного щита показані області архейської складчастості, області протерозойської складчастості з Криворізьким і Овруцьким районами. В областях заглиблення кристалічного фундаменту виділені: Мозирський прогин, Українська синекліза, що розділяє Український кристалічний щит, Білоруський масив і Воронезьку антеклізу. На південно-західному краї Українського кристалічного щита розташовані Львівська мульда і Причорноморська западина. На південно-східному продовженні Української синеклізи виділено територію Великого Донбасу, яка охоплює область герцинської складчастості, власне Донбас, як крайовий прогин. Самостійний район становить Добруджа. Орогенічне облямовання південно-західної частини Російської платформи являють собою спорудження Альпійської складчастої області. В її складі виділено: Передкарпатський прогин, Карпатську складчасту країну з зовнішньою антиклінальною, центральною синклінальною і внутрішньою антиклінальною зонами і Чоп-Мукачівською западиною. У другу область альпійської складчастості включені Північно-Кримський прогин з Тарханкутським підняттям і Альминським прогином, Азово-Кубанський прогин, Кримський антиклінорій.

У нашій схемі тектонічного поділу території Української РСР (Бондарчук, 1946а, стор. 81) зазначалося, що райони інтенсивних порушень залягання верств і з гірським рельєфом мають вигляд вузьких смуг, які обходять або облямовують обширні простори міжгірних рівнин. Під

останніми розумілися структури, відомі під назвою інтерніди (Кобер), міжгірні маси (Зейдліц) та западини (Дженні). Взаємовідношення міжгірних западин і структур облямовання зокрема розглядалося на прикладах Середньодунайської низини, Карпат та Російської платформи, а також Чорноморської западини, Криму, Донецького кряжа. Структура альпійських гірських споруджень сильно ускладнена асиміляцією більш давніх, герцинських, структур. Особливо це підтверджувалось щодо структури Карпат та Криму. Тектонічний поділ південно-західної частини Російської платформи, що входить у межі Української РСР, здійснено також у 1946 р. Головні структурні елементи, які повністю або частково входять до описуваної території,—це Воронезький масив і Поліський міст, що являє сильно заглиблену скибу фундаменту платформи. Осьову частину структури УРСР становить Український кристалічний щит. В його межах виділено три складчасто-інтрузивні комплекси: північно-західного простягання — Дніпровський і Тетерево-Бузький, і меридіональний — Криворізький. Як окремий структурний елемент докембрійського кристалічного щита виділено овруцьку світу, яка вважається платформеним утворенням. Для всього Українського щита приймається скибова структура. В південно-східній частині УРСР особливе значення надається Донецькому кряжу, як крайовій дислокації. Це саме стосується і району Канівських дислокацій. Серединна частина Дніпровсько-Донецької западини має складну тектоніку палеозойського віку, поховану під більш молодими, майже горизонтальноверствуватими відкладами. Велике значення надавалося соляній тектоніці. Серед інших структурних елементів території УРСР виділялась Причорноморська міжгірна западина, що в південно-західній частині зрізана грабеном Чорного моря і східніше затиснута між Кримським і Донецьким складчастими спорудженнями. На схід западина широко відкрита і переходить в область північного Передкавказзя. Далі виділено Передкарпатський прогин і Карпати.

Названі структурні елементи становлять основні, скелетні, частини території Української РСР. Кожний з них відзначається своїми, що історично склалися, особливостями. Складові частини цих структурних елементів також мають складну будову.

Наведені дані свідчать, що геологічна структура території Української РСР дуже складна. Основні особливості її висвітлюються в численних працях. Однак потрібно відзначити, що єдності поглядів на історію геологічного розвитку і морфологію окремих структурних елементів ще не досягнуто. Існує значна розбіжність у термінології і розумінні змісту, який вкладається в характеристику окремих структурних елементів.

Сучасні численні дані, одержані в результаті широких геофізичних досліджень і опорного буріння, дають можливість висвітлити межі багатьох структурних елементів території Української РСР, уточнити схему її тектонічного поділу.

2. СХЕМА ТЕКТОНІЧНОГО ПОДІЛУ ТЕРИТОРІЇ УРСР

В межах Української РСР виділяються загальновідомі головні структурні елементи: *платформа,* ділянки земної кори, що мають фундамент з кристалічних порід докембрійського віку, доступний безпосереднім дослідженням або відносно незначно заглиблений, із складною внутрішньою структурою; гірські спорудження, або *геосинклінальні зони* геологічного минулого, різного віку та структури; *перехідні області,* або *крайові прогини,* розміщені між платформою і орогенічними зонами, які мають свої особливості структури і рельєфу, що відбивають взаємовідношення платформи і геосинкліналей.

Розташування території УРСР в південно-західній частині Російської платформи, в зоні взаємовпливів давніх консолідованих частин материка і вкрай тектонічно рухливої зони Середземномор'я, визначило виняткову складність її геологічної структури. Для з'ясування останньої потрібно, в свою чергу, висвітлити загальногеологічне питання класифікації тектонічних елементів земної кори стосовно до умов даної території.

В основу класифікації тектонічних елементів земної кори, на наш погляд, мають бути покладені ознаки, які склалися історично в процесі тектогенезу: 1) морфологічні риси структур та структурних районів; 2) історія осадконагромадження і характер осадочних формацій; 3) тектоніка осадочних товщ і вулканізм; 4) метаморфізм і післяорогенічні перетворення; 5) закономірності розміщення корисних копалин. В процесі формування літосфери ці основні елементи геоструктури перебувають у безперервному генетичному зв'язку і взаємодії. Разом з тим на різних етапах геологічної історії даної ділянки земної кори вони порізному змінюються. Завдання полягає в тому, щоб з'ясувати шляхи цих взаємодій, закономірності їх історичної мінливості і просторового розміщення.

Класифікація тектонічних елементів земної кори грунтується на двох вихідних типах її структури — платформеному і геосинклінальному.

Платформений тип структури характеризується складністю зчленування різних структурних елементів, об'єднаних вищим ступенем консолідації земної кори. Складне взаємовідношення і розвиток структурних елементів, у тому числі складчастих гірських споруд, в ранні етапи формування платформ завершується повною або майже повною перекристалізацією порід, що входять до їх складу, і утворенням *полігенної структури — кристалічної плити, або платформи. Плита у дальшому служить наче структурним субстратом, в межах якого розвиваються і на який накладаються нові різновидності структур платформених ділянок земної кори.*

Морфологічні особливості платформених структур, в їх загальних рисах, зумовлені спрямуванням тектонічних хвилевидних коливальних рухів земної кори, як це блискуче обгрунтував О. П. Карпінський. В результаті цих рухів структура і рельєф платформи, їх тектоорогенез, ускладнюються, виникають частини платформи підняті і опущені, відслонені або закриті покривом з осадочних відкладів, більш чи менш потужних, у більшій чи меншій мірі дислокованих. Коливання висот піднятих і опущених частин платформи може досягати кількох тисяч метрів. Їх розміри мінливі. Підняті і опущені частини, як результат коливальних рухів у межах платформи, являють собою нерівності першої категорії. *Це родоначальні форми двох поєднаних ліній розвитку структур платформеного типу — виступів і западин, додатних і від'ємних форм рельєфу кристалічного фундаменту.*

Одною з найважливіших якісних ознак платформених структур взагалі є особливості зон розмежування виступів і западин їх фундаменту, наявність або відсутність у цих зонах розривних дислокацій. З останнім пов'язана наявність або відсутність другої особливості розвитку геологоісторичного процесу в межах платформи — *вулканізму і продуктів вулканічної діяльності.* Зіставляючи характер коливальних рухів, диз'юнктивних дислокацій і вулканізму, потужність, склад і структуру осадочних відкладів на платформах, можна виділити ознаки їх складових структурних елементів та простежити геологоісторичний їх розвиток. Виходячи з цих положень в межах Української РСР виділяється ряд категорій платформених структур:

I. В и с т у п и, або д о д а т н і ф о р м и: кристалічні щити; кристалічні масиви; підземні горсти або виступи.

Кристалічні щити являють собою обширну частину платформи, підняту вище базису ерозії, позбавлену або майже позбавлену покриву з осадочних відкладів. Найяскравішим прикладом цього типу структур є *Український кристалічний щит.* Відслоненість кристалічного фундаменту в його межах різна. Породи, що беруть участь у будові щита, відслонені на протязі понад 1000 *км* у напрямку поздовжньої осі щита — від Азовського моря на південному сході до басейну р. Горині на північному заході. В сторони від найбільш опуклої частини докембрійський фундамент заглиблюється більш або менш різко, утворюючи плити, схили щита, які мають свої структурні особливості, описувані нами далі.

Кристалічні масиви від кристалічних щитів відрізняються відносно меншими розмірами, загальною заглибленістю, добрим розвитком на них покриву з верств осадочних порід. Головною рисою масивів все ж є доступність їх безпосереднім спостереженням. Прикладом цієї категорії структур вважається Воронезький кристалічний масив, що займає південну частину Російської платформи. Кристалічні масиви поширені не лише в платформених, а й в орогенних областях. В останніх вони, у більшості випадків, розміщені в ядрах антиклінальних побудов. Прикладом цього є Рахівський кристалічний масив у системі Східних Карпат.

Підземні горсти або *виступи* кристалічного фундаменту завжди становлять відносно більш підняту частину областей заглиблення платформ, перекриту відносно менш потужними товщами осадочних відкладів у порівнянні з прилеглими, більш опущеними його частинами. Підземних горстів у південно-західній частині Російської платформи виділяється декілька. Серед них особливо великої уваги заслуговує так званий Поліський міст.

Кристалічні щити, масиви і підземні виступи фундаментів платформи звичайно обмежовані розломами. Закономірне простягання останніх зумовлює форму цих структур. Переміщення розломаних частин характеризує відносні глибини або підняття розчленованого кристалічного фундаменту.

II. Від'ємні, занурені платформені структури: обширні западини, або синеклізи; проміжні прогини, або парасинеклізи; ровоподібні прогини, або тафросубгеосинкліналі; крайові прогини; грабени.

Обширні западини, або *синеклізи,* являють собою плоскі пониження в межах платформ і займають дуже великі простори. Вони розділяють кристалічні щити і масиви. Фундамент в межах синекліз, як правило, заглиблений не дуже сильно. В складі осадочних порід, які виповнюють синеклізи, звичайно немає вулканогенних утворень. Найяскравіші приклади синекліз — це Підмосковна, а в межах УРСР — Галицько-Волинська западини.

Проміжні прогини, або *парасинеклізи,* розвиваються сполучно з синеклізами. Розміри їх відносно невеликі. Вони поділяють кристалічні масиви і виступи кристалічного фундаменту. В окремих випадках проміжні прогини є відгалуженнями синекліз. Можливо також, що проміжні прогини, або парасинеклізи, є реліктами міжгірних западин, вторинних або інтрагеосинкліналей. Одним з прикладів цього типу структур вважається Верхньодніпровський прогин, що відокремлює Воронезький кристалічний масив від Білоруського.

Ровоподібні прогини, або *тафросубгеосинкліналі,* становлять окремий тип структур земної кори. Від синекліз їх відокремлюють ровоподібна форма, менші розміри і більше заглиблення кристалічного фундаменту. Протяжність ровоподібних прогинів завжди значна, вісь їхнього найбільшого заглиблення завжди ясно простежується. Найважливіша риса, яка відрізняє цей вид структур від інших, є розломи, що обмежовують найбільш опущені частини ровоподібних прогинів, і пов'язані з розломами вулканічні утворення. Найбільш яскравий приклад тафросубгеосинкліналі являє собою Дніпровсько-Донецька западина. Займаючи великий простір, ця геоструктура пройшла складну історію геологічного розвитку. Перші етапи її формування відносяться до докембрію, коли вона становила інтрагеосинкліналь, або міжгірну западину, серед древніх гірських споруджень. У подальшому ця геоструктура регенерувала як синекліза, по простяганню ускладнена провалами.

Розвиток тафросубгеосинкліналей охоплює величезні відтинки часу, що часто вимірюються геологічними періодами. На цьому протязі часу інтенсивність тектогенезу і відкладання осадків в межах цих структур багато разів змінювалася. В цьому розвитку складалася ще одна дуже важлива ознака осадочних товщ, ровоподібних прогинів, а саме — наявність соленосних відкладів і, часто, соляних структур.

Крайові, або зовнішні, прогини є структурним облямованням платформ. За положенням їх по відношенню до платформ ці прогини можна назвати ще екзогеосинкліналями. Крайові прогини, як правило, розділяють платформені і орогенні області. Внутрішня структура крайових прогинів, або екзогеосинкліналей, часто нагадує структуру ровоподібних прогинів, чи тафросубгеосинкліналей, що є внутріплатформеними утвореннями. Край платформи, обернений в бік крайового прогину, звичайно буває зрізаний розломами. Вулканічні утвори в межах таких прогинів — звичайне явище. Соленосні відклади серед осадків, що виповнюють екзогеосинкліналі, дуже поширені. Крайові прогини облямовують південно-західний край Російської платформи на всьому протязі від Східних Карпат до Азовського моря.

До останньої групи платформених структур відносяться *грабени,* або *провали* кристалічного фундаменту. Вони звичайно мають невеликі розміри. Як правило, велика кількість їх розміщена на окраїнах кристалічних щитів і масивів і в найглибших частинах ровоподібних та крайових прогинів.

Зовні від крайових прогинів Російської платформи розміщені гірські країни, які утворилися на місці геосинкліналей Середземноморської геосинклінальної області. Це складчасті спорудження: Карпати, Добруджа і Крим. Структурні взаємовідношення їх потребують дальшого глибокого вивчення. Внутрішня структура складчастих геосинклінальних областей дуже складна. Задача тектонічного поділу їх розв'язується в плані виділення синтектонічних структур геосинклінального етапу їх розвитку.

Тектонічний поділ сучасної геологічної структури геосинклінальних областей може здійснюватися на різних основах. Насамперед підкреслюємо те, що мова йде про геосинклінальні зони післядокембрійського віку. Ці складчасті країни розміщені на зовнішній стороні материкових платформ і є більш молодими складовими частинами сучасних материків. Основою для тектонічного поділу геосинклінальних областей як структурних елементів земної кори є вік, послідовність і циклічність їх розвитку. Необхідно розрізняти платформені прогини і геосинкліналі, які в початкових стадіях свого розвитку приурочені до ділянок земної поверхні з незначною потужністю сіалічної земної кори або й без неї зовсім. Цим вимогам у сучасних умовах Землі відповідають обширні частини океанічного дна, окремі області Середземного моря та ін. В таких умовах формувалися первинні, родоначальні, або еогеосинкліналі (Бондарчук, 1946а). Розвиток їх міг спинитися на стадії утворення моноциклічних гір, ранньої консолідації і приєднання до більш давніх платформ.

В процесі розвитку родоначальної геосинкліналі можуть виділятися і звичайно виділяються підпорядковані структури: області внутрігео-

синклінальних піднять — антиклінальні гірські хребти — інтрагеоантикліналі (Белоусов, 1948), внутрігеосинклінальні області відносного занурення — міжгірні западини, або інтрагеосинкліналі, та вулканічні антиклінальні побудови — евгеоантикліналі. Ці особливості геологічного розвитку геосинклінальних областей знаходять свій вияв у сучасній структурі багатьох складчастих гірських споруджень. Зокрема їх спостерігаємо в Карпатах. Зовнішню і внутрішню інтрагеоантиклінальні зони їх являють собою хребти Бескиди—Горгани і Полонинський хребет — Чорногори; їх розділяє інтрагеосинклінальна Центральна зона, де розміщений Вододільний хребет. Окрему, евгеоантиклінальну, зону становлять Вулканічні Карпати.

Формування геосинклінальних зон може проходити через декілька періодів горотворення. В сучасній структурі земної кори такі ділянки мають складну будову поліциклічних гір. Більш давні структурні елементи поліорогенів, як правило, виявляються в антиклінальних спорудженнях, тобто в структурі інтрагеоантиклінальних зон. Найчастіше релікти древніх структур мають вигляд кристалічних масивів серед складчастих побудов. Поширеною формою є також екзотичні скелі, відомі, наприклад, в Карпатах і в Криму. Поява екзотичних скель, складених стійкими твердими породами, серед пластичних флішових утворів Полонино-Чорногорської антиклінальної зони Карпат і в Криму пояснюється розмивом діапірових складок, потоншені ядра протикання яких і являють собою ці скелі. Повторне встановлення геосинклінальних умов у частині первинної геосинкліналі, що пройшла через горотворення, дає парагеосинкліналь з відповідними її складовими частинами — параінтрагеоантикліналями, параінтрагеосинкліналями та іншими структурними елементами.

Питання розподілу геосинкліналей знайшло свій дальший розвиток в роботі американського геолога М. Кея[1]. Цей дослідник виділяє два типи структур: внутріконтинентальні і міжконтинентальні геосинкліналі. До першого типу він відносить: 1) *екзогеосинкліналі* — прогини, розміщені по краях кратонів, виповнені продуктами руйнування навкружних складчастих побудов; 2) *автогеосинкліналі,* або типові внутрішні прогини кратонів, і 3) *зевгеосинкліналі,* або т. зв. *яремні геосинкліналі,* що теж являють собою внутрішні прогини, але виповнені продуктами руйнування розміщених на континенті підвищень та нагір'їв. Ця група структур відповідає парагеосинкліналям Штілле. В цій частині класифікації елементів структур земної кори Кей набагато відстав від досягнень радянської геотектоніки. Він під новими назвами описує давно відомі в науковій літературі структури, як-от: крайові прогини (екзогеосинкліналі), синеклізи, або субгеосинкліналі (автогеосинкліналі) тощо.

Другий тип структур М. Кей назвав *ортогеосинкліналями.* Це ті структури земної кори, які Штілле звав *власне геосинкліналями,* або геосинкліналями першого порядку. До їх числа належать: 1) *евгеосинкліналі* — ділянки відносно швидкого заглиблення в зонах напруженої вулканічної діяльності, 2) *міогеосинкліналі* — прогини, аналогічні евгеосинкліналям, але розміщені в зонах, де нема проявів вулканічної діяльності. В процесі розвитку ортогеосинкліналей, коли вони переходять у платформи, виникають геосинкліналі додаткових видів: 3) *епіевгеосинкліналі* — вторинні прогини з ослабленим вулканізмом; 4) *тафрогеосинкліналі,* або *грабеноподібні* прогини, і 5) *параміогеосинкліналі,* або широкі прогини вздовж країв континентів. Кей особливого значення надає ортогеосинкліналям і їх зв'язку з вулканізмом. На цій основі він розробив свою, вулканічну, теорію крайових геосинкліналей. Він вважає, на прикладі Північної Америки, що структуру континенту характеризує давнє ядро материка, оточене суцільною смугою ортогеосинкліналей. Ці

[1] М. Кей, Геосинклинали Северной Америки. ИЛ, 1951.

висновки американського геолога так само не нові. Класифікація геосинкліналей, що її він запропонував, очевидно, в якійсь мірі відбиває особливості геологічної структури Північної Америки, тобто вона має регіональне значення. Але ж виділення численних видів геосинкліналей недостатньо ним обгрунтоване. Це в першу чергу стосується ровоподібних прогинів, або тафрогеосинкліналей, які він зачисляє до ортогеосинкліналей. В структурі земної кори ровоподібні западини мають велике поширення. Це переважно структури платформеного типу. Якщо за масштабами вони можуть дорівнювати геосинкліналям, то в таких випадках з ними пов'язана інтенсивна вулканічна діяльність. Прикладом сучасних структур цього типу є Африканські розломи[1], а також ровоподібна частина Дніпровсько-Донецької западини.

Теоретичні настанови у класифікації геосинкліналей, запропоновані М. Кеєм, не є передовими і не можуть служити основою для розробки класифікації структурних елементів земної кори.

Конкретні умови структури території південно-західної частини Російської платформи, як і особливості геологічної структури інших територій, підтверджують необхідність поділу тектонічних елементів земної кори на два типи — геосинклінальний і платформений. Для першого типу структур загальною характерною особливістю вважаються складчасті гірські побудови. Для другого типу характерні скибові, або блокові, структури. В історії тектоорогенії земної кори початковою, або родоначальною, формою є геосинклінальний тип структур. Будова материкових платформ характеризує подальші, складніші форми структурного розвитку кори. Близькі до дійсності ті дослідники, які вважають, що процес переходу геосинкліналі — платформи необоротний. Структура платформ — вища форма складчастої структури земної кори. Однак генетичний зв'язок платформ і складчастих гірських побудов безсумнівний. Сучасні платформи являють собою зрізи цоколів гірських споруд на різних, але дуже значних глибинах, які сталися в результаті значних висхідних рухів платформ, що переважають на протязі геологоісторичного розвитку останніх. У геологоісторичному плані, отже, перехід геосинкліналей, або складчастих гірських країн, у платформи неодмінний, неминучий.

В тектоорогенічному розвитку платформи проходять складний шлях від гірських країн—через плоскі плити з рівнинним рельєфом—до океанічного дна. В ході цього розвитку, зокрема, утворюються прогини материкових платформ. Розміри і фізикогеографічні умови платформених прогинів можна порівнювати з тим самим у геосинкліналей. Однак прогини і геосинкліналі являють собою структури аналогічні, а не тотожні. Платформені прогини є більш високий ступінь розвитку геологічної структури земної кори в послідовному розвитку тектоорогенії.

Виходячи з цих загальних положень тектонічний поділ південно-західної частини Російської платформи, в тому числі і території Української РСР, уявляється в такому вигляді:

I. Платформений тип структур. Південно-західна частина Російської платформи

1. Український кристалічний щит:

А. Відслонені частини

1) Дніпровська складчасто-інтрузивна зона;
2) Дністро-Бузька складчасто-інтрузивна зона;
3) Криворізька складчасто-інтрузивна зона;
4) Овруцький район.

[1] E. Krenkel, Geologie Africas, I, II, III, Berlin, 1925, 1928, 1934.

5) Тетерево-Дніпровський схил;
6) Середньодніпровський схил;
7) Приазовський схил;
8) Волино-Подільська плита;
9) Нижньобузький схил;
10) Нижньодністровський схил; Молдавська плита.

2. Кристалічні масиви і виступи (горсти):

1) Воронезький кристалічний масив:
2) Білорусько-Литовський кристалічний масив;
3) Мікашевицький виступ;
4) Боровицький виступ.

3. Западини фундаменту південно-західної частини Російської платформи:

1) Дніпро-Волзький проміжний прогин;
2) Верхньоприп'ятський проміжний прогин;
3) Галицько-Волинська синекліза: а) Ровенський ровоподібний грабен;
4) Дніпровсько-Донецька ровоподібна западина (тафросубгеосинкліналь): а) Нижньоприп'ятський грабен, б) Чернігівський горст, в) Сульсько-Псьольський грабен, г) Ворскло-Орельський грабен, д) Самаро-Донецький грабен, е) Кальміус-Каменський грабен, є) Канівські крайові гори;
5) Донецький кряж.

II. Геосинклінальний тип структур

1. Передові прогини Альпійської складчастої зони:

1) Карпатський передовий прогин;
2) Нижньодунайська (Придобруджинська) западина;
3) Перекопський грабен;
4) Північно-Кримський прогин;
5) Азово-Кубанська западина.

2. Складчасті побудови Альпійської геосинклінальної зони:

1) Карпати: а) Горгано-Покутська антиклінальна зона (інтрагеоантикліналь), б) Центрально-Карпатська синклінальна зона (інтрагеосинкліналь), в) Полонино-Чорногорська антиклінальна зона (інтрагеоантикліналь), г) Рахівський масив, д) Полонино-Великодільське міжгір'я, е) Вулканічні Карпати, є) Середньодунайська міжгірна западина.
2) Кримські гори: а) Антиклінорій, б) Область моноклінальних гір, в) Тарханкутський складчастий район, г) Керченський складчастий район.

3. Чорноморський грабен. Міжгірна западина

Взаємовідношення окремих елементів структури земної кори в межах Української РСР дуже складні. Вони складалися в процесі тривалого геологоісторичного розвитку, в умовах взаємодії і взаємовпливів структур. Особливості структурних елементів позначилися на процесі осадконагромадження в окремих частинах країни і знайшли свій відбиток у фаціальному складі осадочних формацій, їх віці, потужностях, просторовому розміщенні та характері мінеральної сировини, поширеної в їх межах.

РОЗДІЛ IV

СТРАТИГРАФІЯ УКРАЇНСЬКОЇ РСР

Геологічна будова території Української РСР складна і різноманітна. В її межах поширені відклади всіх геологічних систем, від архейської до четвертинної. Поширення, склад окремих геологічних систем дещо різні в межах окремих тектонічних районів республіки. Характеристика їх наводиться далі, в порайонному описі геологічної будови УРСР.

Загальні особливості стратиграфічного розрізу території Української РСР і сучасне географічне розміщення окремих стратиграфічних горизонтів такі.

Архейська і протерозойська групи, представлені кристалічними породами, становлять докембрійську товщу, різко відмінну за складом і поширенням від усіх пізніших формацій. Кристалічні породи докембрію беруть участь в будові кристалічного фундаменту платформеної частини УРСР. В межах платформи фундамент місцями виступає на денну поверхню і зовсім оголений, як то є в окремих районах Українського кристалічного щита. Там, де кристалічний фундамент залягає глибше, на платформі розвинутий покрив з осадочних відкладів різного віку. В окремих западинах кристалічного фундаменту потужність осадочних відкладів сягає кількох тисяч метрів. Великі потужності мають осадочні відклади також у геосинклінальних районах, системах гірських побудов Карпат і Криму, що з південного заходу облямовують Російську платформу.

Відклади палеозойського віку відслонені слабо і нерівномірно.

Нижній палеозой, в складі кембрійської, ордовицької й силурійської систем, а також частково девонська система, відслонюється лише у верхів'ях рр. Горині та Дністра. Під покривом молодших наверствовань нижній палеозой більш поширений у західній частині Української РСР. У численних свердловинах в основі палеозойських відкладів виявлено наверствування великої потужності, що їх тепер відносять до нової, рифейської, системи.

Верхній палеозой, в складі девонської, кам'яновугільної та пермської систем, відслонений лише в межах Донецького кряжа. В Карпатах та Криму верхньопалеозойські відклади зустрічаються у вигляді екзотичних скель. Під покривом молодших наверствовань вони дуже поширені в Дніпровсько-Донецькій западині та в Галицько-Волинській синеклізі.

Мезозойська група наверствовань в межах Української РСР представлена всіма трьома системами — тріасовою, юрською і крейдовою. Тріасові та юрські відклади поширені в Донбасі, Криму, Карпатах, Дніпровсько-Донецькій западині та Галицько-Волинській синеклізі. Крей-

дові відклади, крім перелічених районів, відслонюються ще в межах Волино-Подільського плато, на південно-західних схилах Середньо-Російської височини тощо.

Кайнозойська група наверствовань, у складі третинної і четвертинної систем, поширена на всіх просторах УРСР. Фаціальний склад і поширення окремих ярусів цих систем на території республіки дещо різні в різних її частинах.

Порівняльна характеристика стратиграфічних підрозділів, виявлених на території УРСР, дана нижче.

1. ДОКЕМБРІЙ. АРХЕЙСЬКА І ПРОТЕРОЗОЙСЬКА ГРУПИ

Докембрійські геологічні утворення в межах Української РСР мають винятково велике поширення. Вони зустрічаються на величезній площі південно-західної частини Російської платформи, але на денну поверхню виступають лише в межах Українського кристалічного щита. Площа кристалічних порід докембрійського віку, за обчисленнями М. І. Безбородька (1935), становить понад 140 000 *км*². С. П. Соловйов наводить дані про поширення магматичних порід, які підтверджують підрахунки Безбородька і дають такі величини в процентах до загальної площі їх, яка становить 40 900 *км*² (Соловйов, 1952, стор. 11):

I. Граніти і гранодіорити	93,6	
II. Габро, норити, габро-діорити, лабрадорити і інші основні породи	3,7	
III. Лужні граніти	1,4	
IV. Лужні сієніти	0,0	(малі площі)
V. Фойяїти	0,0	(малі площі)
VI. Порфірити, діабази і туфи порфіритів	1,1	
VII. Базальти	0,1	
VIII. Тешеніти	?	(мало вивчені).

Магматичні породи в межах Українського кристалічного щита мають підлегле поширення. При всій величині площ, що їх ці породи займають, вони виявляються включеними в більш давні осадочно-метаморфічні комплекси, які становлять структурний субстрат платформи. В переважній більшості магматичні породи являють собою інтрузії у вміщаючих породах. Характеристика структурних форм їх наводиться далі, в регіональному огляді щита, по всій території якого ці породи зустрічаються. Закономірності розміщення їх склалися в процесі геотектогенезу південно-західної частини Російської платформи.

Уявлення про просторове розміщення магматичних і деяких інших кристалічних порід та про співвідношення площ, на яких вони зустрічаються, дають підрахунки М. І. Безбородька (1935, стор. 245). За його даними, окремі видозміни гранітів займають площі (в *км*²): 1) коростенський тип — 3400; 2) розсохівський — 1600; 3) пержанський — 600, 4) лизниківський — 50; 5) житомирський — 6300; 6) чудново-бердичівський — 6550; 7) кіровський — 17 600; 8) мухарівський — 250; 9) богуславський — 1000; 10) фастівський — 100; 11) уманський — 800; 12) токівський — 150; 13) анатолівський — 100; 14) дніпровський — 56 650; 15) шепетівський тип гранодіоритів — 300; 16) звенигородсько-кременчуцький тип — 2850; 17) криворізький — 450; 18) волноваський — 150; 19) табурищенський — 50; 20) рапаківі — 3300; 21) бугітова серія — 29 250; 22) габро-монцонітова формація — 2350; 23) сієнітова формація — 2250; 24) монцонітова формація — 250. Наведені дані, однак, не дають уявлення про розміри окремих інтрузивів. На їх підставі важко скласти собі картину структурних взаємовідношень магматичних порід і середовища, в яке вони вкорінені. Разом з тим ці дані дуже яскраво свідчать про насиченість фундаменту Українського кристалічного щита

магматичними утвореннями різного віку. Останнє відкриває дуже широкі можливості висвітлення загальногеологічних питань стратиграфії, структури і петрогенезу докембрійського фундаменту щита.

Висвітлення стратиграфії докембрію Українського кристалічного щита стало можливим лише в результаті дуже докладного вивчення петрографії, петрохімії і структури його кристалічних порід, яке здійснювалося на протязі довгих десятиліть спільними зусиллями російських і українських геологів на основі досягнень передової російської геологічної науки.

Різного віку породи докембрію кристалічного щита вивчало багато дослідників. Петрогенетичні зв'язки і стратиграфічні взаємовідношення кристалічних порід щита на протязі багатьох років останньої чверті XIX і початку XX століть грунтовно вивчав В. Ю. Тарасенко (1890, 1896). У 1916 р. він підводить підсумки вивченню комплексів вивержених порід Волині та південної частини Київщини і поділяє ці породи на три серії: 1) серія габро-норито-сієнітових порід; 2) серія кварцового порфіру і амфіболового гранофіру, що поступово переходить у більш кислі відміни граніту, амфіболового граніту та рапаківі; 3) серія гіперстенового граніту і гіперстено-кварцового діориту. На його думку, перші дві серії є різними конституціями і структурними фаціями вивержених гірських порід приблизно одночасного утворення. В роботах Тарасенка здійснена найранніша спроба поділу вивержених порід окремих районів Українського кристалічного щита за походженням та віком.

Першу спробу стратиграфічного поділу докембрію Українського кристалічного щита в цілому зробив Д. М. Соболєв (1926). Тоді він виділив породи архейського віку, в складі катархейської групи гнейсів, куди зарахував гнейси, інтрудовані гранітами, жилкуваті гнейси, мігматити і вивержені породи. До протерозойського віку він відніс балтійсько-ладозьку систему, в складі т е т е р і в с ь к о ї с е р і ї, куди входять смугасті силікатні вапняки — лептити, верствуваті кристалічні вапняки, мармур, марганцеві і залізисті руди, слюдяні сланці, парагнейси. До протерозойської с а к с а г а н с ь к о ї с е р і ї, раніш виділеної П. П. П'ятницьким, Соболєв відніс калевійську систему, яку велика перерва відокремлює від тетерівської серії; тоді, на думку Соболєва, відбулися післятетерівські гранітні інтрузії. Пізніш утворилися: світа слюдяних сланців, яка включає слюдяні сланці, філіти, роговообманкові породи, аркозові пісковики, кварцити, конгломерати, і світа залізистих кварцитів, що включає залізисті роговики та джеспіліти, залізні руди, перешарування роговиків з роговообманковими (грюнерит) і хлоритовими сланцями. До верхньої частини саксаганської серії Д. М. Соболєв зараховує ятулійську систему зі світою рябих сланців, куди входять вуглисті і глинисті сланці різного забарвлення і тонковерствуваті вапняки. До верхнього протерозою він зачислив п і с л я с а к с а г а н с ь к и й к о м п л е к с, що незгідно залягає на світі рябих сланців; сюди віднесені овруцький пісковик (нескладчастий), рапаківі і породи, що його супроводять,— вони входять до складу іотнійської системи. Питання стратиграфії докембрію Українського кристалічного щита Соболєв розглядав у пізніших своїх працях (1936, 1939). В стратиграфічну схему 1936 року Соболєв включає, зверху вниз: післякембрійські вивержені породи різного віку: каледонські (?), герцинські, кімерійські, ларамійські — основні і кислі, лужні граніти і сієніти, фойяїти, габро, верліти (піроксеніти); післясаксаганський комплекс: габро-норити, діабази, рапаківі, осницький граніт; граніт-порфіри, овруцький пісковик, пірофілітовий сланець (перед цим мав місце альгонкський діастрофізм), далі—коростенський і кіровський граніти, діабази; саксаганська серія — в складі світ надроговикової, роговикової і підроговикової. Всі відклади надроговикової товщі Соболєв відносив до неопротерозою. Нижчі від роговикової товщі

породи цей дослідник вважав еопротерозойськими. Перед відкладанням роговиків він поміщав дніпровський діастрофізм, утворення рожевих гранітів дніпровської мігматитової формації. Ще давнішою він вважав потужну корсакську світу залізистих роговиків і білих слюдяних кварцитів. Перед їх утворенням стався бузький діастрофізм. Низи протерозою складають гіперстено-біотитові граніти (чарнокіто-бугіти), чудново-бердичівський і житомирський граніти, саксаганський олігоклазовий граніт, інгулецький динамограніт, гнейси тощо. До архею Соболєв тепер відносить тетерівську серію, склад якої наводився вище.

Схеми стратиграфічного поділу докембрію УРСР, які розробив Д. М. Соболєв, у свій час відіграли позитивну роль, привертаючи велику увагу петрографів до, тоді ще нового, питання поділу кристалічних порід докембрію за віком. Деякі назви стратиграфічних комплексів, запропоновані Соболєвим, увійшли в геологічну літературу. Цим відзначається позитивна роль робіт цього дослідника в розробці загальногеологічних проблем докембрію.

Спробу дати узагальнену схему стратиграфії докембрію зробив у 1928 р. В. І. Лучицький. Пізніше (Лучицький, 1934, 1939) він наполегливо вивчає історію формування Українського кристалічного щита і стратиграфічні взаємовідношення формацій, що беруть участь в його будові. В останній своїй схемі стратиграфічного поділу докембрію Української РСР (1945) Лучицький виділяв п'ять комплексів і в їх межах ряд серій та відділів, за віком — від нижнього докембрію до кам'яновугільного періоду. Найдавніший комплекс — дніпровський; далі знизу вгору виділялися комплекси: тетерево-бузький, криворізький, київський і маріупольський. Комплекс від комплексу, на думку Лучицького, відокремлений великою перервою.

Дніпровський комплекс В. І. Лучицький вважав одновіковим із свіонієм, лаврентієм та к'ютином. У його складі виявлені осадочні і молодші магматичні породи. До першої групи віднесені давні чорні біотитові гнейси, мігматити, амфіболіти, піроксено-плагіоклазові і графітові гнейси. Магматичні породи дніпровського комплексу, на думку Лучицького, являють собою давні аплiти, пегматити, згнейсовані граніти, гранодіорити.

Тетерево-бузький комплекс відповідає калевійським (ятулійським) товщам Карелії і нижньому докембрію — нижньому гурону Північної Америки. В складі осадочних порід тетерево-бузький комплекс, за даними Лучицького, має в центрі та північно-східній частині щита гнейси — піроксен-біотитові, амфіболові, амфібол-біотитові і графітові, слюдяні сланці, силікатні та кристалічні вапняки. На південному заході щита виявлені піроксен-біотитові, амфібол-піроксенові, амфіболові, амфібол-біотитові і біотитові гнейси, силіманітові гнейси з гранатами і без них.

В центральній та північно-східній частинах щита, за В. І. Лучицьким, поширені такі магматичні породи: гібридизовані породи, сірі граніти (житомирський, коростишівський, бердичівський) (рис. 8), чарнокітова серія, пегматити і аплiти. В південно-західній частині щита Лучицький відніс до тетерево-бузького комплексу граніти, аплiти, пегматити, сірі граніти (кіровоградські) і чарнокітову серію (граніти, чарнокіти, чарнокітові діорити, габро-норити, піроксеніти, перидотити, олівініти).

Складні наверствовання, на думку В. І. Лучицького, характеризують третій, криворізький комплекс, вік якого порівнюється з карельською серією і середнім докембрієм — верхнім та середнім гуроном. В його межах він виділяє дві перерви. В розрізі нижньої частини саксаганської серії виявлені зеленокам'яні породи (діабази), далі—білі кварцити, серицито-філітові сланці. Після перерви на них залягають: аркозові пісковики, кварцити, конгломерати, далі — талькові, тальково-хлоритові, тальково-актинолітові сланці і карбонатні пісковики, серицито-біотито-хлоритові аркози; мартитові роговики, червоносмугасті джеспіліти та сидеритові роговики 1-го залізистого горизонту 1-го саксаганського та червонокомпанійського пластів, аспідні та аспідно-хлоритові сланці з проверстками безрудного кварциту; мартито-гідрогематитові роговики 3-го залізистого горизонту нульового пласта, аспідні та аспідно-хлоритові сланці; мартито-гідрогематитові хлоритові роговики 4-го залізистого горизонту східної смуги 2-го саксаганського і глеюватського пластів, аспідні та аспідно-хлоритові сланці з проверстками безрудних кварцитів; джеспіліти 5-го залізистого горизонту 2-го саксаганського та червоного пластів, аспідні і хлорито-гідрогематитові, стрічкові сланці і гідрогематитові роговики; мартитові роговики і джеспіліти 6-го залізистого горизонту, гідрогематитові роговики з мартитом; мартитові роговики 7-го залізистого горизонту, гідрогематитові і хлоритові сланці, що переверствовуються з роговиками. З товщами наверствувань 6-го і 7-го залізистих горизонтів Кривого Рогу В. І. Лучицький порівнює кварцово-магнетито-силікатні роговики і амфіболіти, амфіболові сланці, серпентиніти, поширені в районі Оріхова — Павлограда.



Рис. 8 Житомирський граніт. Тектонічні тріщини.

Верхня частина криворізького комплексу налягає на нижню незгідно. Між ними є перерва. В складі її, на думку Лучицького, виділяються: внизу — надрудний залізисто-піщаний і вуглисто-сланцьовий відділи, які він об'єднує у верхньокриворізьку серію. Знизу вгору цю серію складають пісковики, кварцити, конгломерати, залізисті кварцити; пісковики й білі кварцити, хлорито-магнетитові й хлоритові сланці; хлоритові й біотитові сланці, графітові сланці, біотитові і серицитові аспідні сланці; серицитові і хлоритові вохристі сланці. Магматичні породи верхньокриворізького комплексу представляють діабазові дайки, граніти, пегматити і аплiти в Кривому Розі та в південно-західній частині Українського кристалічного щита.

Четвертий, київський, комплекс Українського кристалічного щита, за Лучицьким, відповідає іотнію (постпротерозою) Карелії і верхньому докембрію Північної Америки. В складі осадочних відкладів її виявлені пірофілітові сланці і овруцькі пісковики. Цей комплекс характеризує велика різноманітність магматичних порід, як-от: дайки мікрогранітів, мікро-габро-норитів, амфіболові габро, осницький граніт, коростенський граніт, рапаківі, габро-сієніти, габро-норити, лабрадорити в північно-східній частині Українського кристалічного щита. В центральній частині його до складу київського комплексу Лучицький залічує рапаківі, габро-сієніти, габро-норити, лабрадорити, мікрограніти, мікро-габро-норити, а на південному сході — діалагові граніти, рапаківі й лабрадорити.

Всі перелічені геологічні комплекси Лучицький відносить до криптозою. Подальші утворення він об'єднує в маріупольський комплекс, відокремлений від давніших формацій великою перервою. Вік маріупольського комплексу палеозойський і відповідає герцинським (постпро-

терозойським) товщам Карелії. Для нього характерні лужні граніти, нефелінові сієніти, лужні сієніти, дайкові лужні породи (сельвсбергіти, баркевикітові дайкіти, мончікіти, камптоніти), баркевикітові піроксеніти та перидотити; лужноземельні породи: базальти, андезити, андезитодацити, андезито-трахіти, трахіти, ліпарити (дайки, лаколіти, соллі, покриви, потоки).

Схема стратиграфії докембрію Українського кристалічного щита, розроблена В. І. Лучицьким, була значним кроком вперед у цій справі. Вона сприяла дальшому вивченню стратиграфічних і структурних взаємовідношень окремих складових частин щита. Поряд з тим у цій схемі є ряд істотних недоліків. Насамперед слід відмітити мало обгрунтовані назви, запропоновані для окремих комплексів. Така назва, як київський комплекс, ніяк не виправдана, бо близько Києва кристалічні породи навіть не відслонюються. В окремих комплексах, як-от, київському, тетерево-бузькому, об'єднані завідомо різновікові магматичні породи. Складу гранітів надано надто великого значення. Розглянута схема стратиграфічного поділу докембрію має тепер, в основному, історичне значення.

Таке історичне значення має також широко відома в свій час схема стратиграфічного поділу докембрію УРСР, яку розробив М. І. Безбородько (1935). Цей дослідник вважав, що в складі кристалічного фундаменту Українського кристалічного щита наявні відклади архею, альгонку[1] і палеозою, розділені етапами вулканізму. Схему подаємо в табл. 1.

У схемі стратиграфічного поділу докембрію УРСР, запропонованій М. І. Безбородьком, уперше для Українського кристалічного щита обгрунтовується багатофазність вулканічних процесів і утворення магматичних порід, визначається різний вік осадочно-метаморфічних комплексів. Однак поділ докембрію на окремі стратиграфічні елементи він провів великою мірою механічно, без урахування структурних взаємовідношень складових частин кристалічного щита. Внаслідок такого підходу овруцькі пісковики показані молодшими за держанський граніт, що їх інтрудує і прориває.

Поряд зі спробами стратиграфічного поділу докембрію Українського кристалічного щита в цілому, до Великої Вітчизняної війни висвітлювалися основні риси стратиграфії його окремих частин. Чимало в цьому напрямку було зроблено для висвітлення стратиграфії докембрію Приазов'я і Кривого Рогу.

В Приазовському кристалічному масиві П. І. Лебедев (1934) виділив: комплекс порід основної магми, в складі серій: а) габро-піроксеніто-перидотитової, б) чарнокітової (габро-сієнітової) і в) жильної. Докладно розчленував Лебедєв комплекс лужної магми. В його складі він виділив фації масивних і жильних порід. До першої фації належать *лужні сієніти*, з такими відмінами: авгітовою, тарамітовою (гастингситовою) та графітовою, і кварцові лужні сієніти (нордмаркіти); *сієніти* (фойяїти), з відмінами: тарамітовою (гастингситовою), лейкократовою, меланократовою і егіриновою; *маріуполіти:* меланократові, проміжні і лейкократові. Особливо різноманітні, за висновками П. І. Лебедєва, породи жильної фації, які об'єднуються в серії. Лужно-пегматитова серія включає мікронордмаркіти, лужні пегматити мікрокліно-егіринового і мікрокліно-тарамітового (гастингситового) типів та ультралужні пегматити альбіто-нефелінового, егірино-нефелінового і нефеліно-содалітового типів; гроруди т-сельвсбергітова серія—кварцові шингуаїти і сельвсбергіти; лампрофірова серія — монцоніти і камптоніти, та серія апатито-флюоритових пневматолітів. Перелічені типи порід докладно вивчали Й. А. Морозевич,

[1] За Безбородьком — альгону.

Таблиця 1

Схема стратиграфічного поділу докембрію УРСР
(М. І. Безбородько, 1935, стор. 231)

Ери		Періоди та час орогенезу	Етапи вулканізму та епохи докембрію			
Після-кембрій	Палеозой	Герцин	Етап вулканізму D	*1-ша фаза (давніша)*	*2-га фаза (молодша)*	
				Сієнітова формація з каранським типсм граніту	Ефузивно-жильні породи	
Докембрій	Альгон	Верхній	Епоха Овруцька Овруцький пісковик —→ пірофілітовий сланець			
		Нижній	Етап вулканізму С	*1-ша фаза (давніша)*	*2-га фаза (молодша)*	
				Габро- монцонітова формація	Рапаківі Коростенський тип граніту Розсохівський » » Пержанський » » Лизниківський » »	
			Додаток: олівіновий діабаз Кривого Рогу			
			Епоха Криворіжжя Пісковики; конгломерати; філіти; талькові, хлоритові, амфіболові, лужно-амфіболові сланці, залізисті роговики, джеспіліти, глинисті сланці			
				1-ша фаза (давніша)	*2-га фаза (проміжна)*	*3-тя фаза (молодша)*
	Архей	Верхній	Етап вулканізму В	Бугітова серія Монцонітова формація Чудново-бердичівський граніт Шепетівський гранодіорит	Житомирський граніт Уманський » Фастівський » Дніпрянський » Токівський » Криворізький гранодіорит	Кіровський граніт Мухарівський » Богуславський »
			Додаток: зеленокам'яні породи Криворіжжя			
			Епоха Подільсько-Азовська (Тетерево-Бузька) Роговообманково-плагіоклазові, піроксено-плагіоклазові, біотитові, графітові, вапняково-силікатні гнейсн, мармури Залізисті кварцити Корсак-Могилн			
		Нижній	Етап вулканізму А	Звенигородсько-кременчуцький гранодіорит Табурнщенський гранодіорит Волноваський »		
			Епоха Волинська, або епоха катапарагнейсу Переважно дрібнозернистий біотито-плагіоклазовий гнейс (рідше роговообманково-плагіоклазовий гнейс)			

А. С. Гінзберг, Л. Ф. Айнберг. Справжні стратиграфічні співвідношення їх висвітлено вже після Великої Вітчизняної війни.

І. Д. Царовський (1948) вважав, що утворення гранітів на Приазов'ї відбувалося в такій послідовності: 1) сірі, дрібнозернисті біотитові граніти (їх ксеноліти є в породах кальміуського масиву і в анатолійському граніті), що іноді переходять у рожеві; 2) рожеві середньозернисті і, частково, порфіровидні граніти з малим вмістом біотиту, — їх ксеноліти виявлені в кальміуських граніто-сієнітах; 3) кальміуський граніто-сієнітовий комплекс. В роботі про геологічні структури лужних порід УРСР (1954) Царовський виділяє три структурні види лужних порід: 1) інтрузивна структура центрального типу, облямована зовнішньою радіальною системою тріщин розтягу; 2) тріщинна структура лінійного типу, утворена у зв'язку з регіональними розломами крайової частини Донецької геосинкліналі, і 3) особливий вид вторинної облямовуючої структури дугового типу, утворення якої не пов'язане з інтрузією власне лужних порід. Автор прийшов до висновку, що до інтрузії сієнітового комплексу Приазов'я було вже цілком сформованою платформеною структурою, основа якої була складена докембрійськими ін'єкційними гнейсами та гранітами. Розміщення порід сієнітового комплексу пов'язується з утворенням потужних кулісоподібних розломів меридіонального напрямку. З цими розломами пов'язане утворення порід лужноземельного складу (піроксено-кварцові сієніти, піроксеноамфіболові та біотито-амфіболові гранітоїди) масивів Південно-Кальчикського, Кальміуського, Єланчикського та, більш складної будови, Жовтневого. Інтрузія фойяїту зробила глибокий вплив на вміщаючі породи, викликавши тріщини, виповнені егірином та лужним амфіболом. Лужні егірино-амфіболові породи оточують інтрузив зоною місцями в 0,5—4 *мм* ширини. Ореол тріщинного облуговування має площу близько 1000 *км*^{2} і свідчить про велику активність магми. Не зв'язане було з інтрузією утворення дайок порід лампрофірової групи, що мають стале простягання на північний захід під кутами 310—330° з падінням на південний захід. Утворення структур в межах сієнітового комплексу Приазов'я першої фази інтрузії лужноземельних граносієнітів І. Д. Царовський відносить до постпротерозою (каледонського віку?); утворення розломів центрального типу інтрузії лужних порід — фойяїтів з розвинутим полем зовнішніх тріщин мають, на думку цього автора, догерцинський вік. Тріщини північно-західного простягання і лампрофірова група порід з кінцевим грорудитовим членом — егіриновими кварцовими порфірами утворилися, за Царовським, у ранньогерцинську фазу дислокацій.

Найбільш докладно питання стратиграфії докембрію Приазовської частини Українського кристалічного щита опрацював І. С. Усенко (1952, 1953). За його уявленням, у Приазов'ї є породи архейського і палеозойського віку. До нижнього архею належить більш давня осадочно-метаморфічна товща, в складі біотитових, біотито-гранатових, роговообманкових, кордієритових, ставролітових, силіманітових і графітових гнейсів, кристалічних вапняків та кварцитів, і магматичний цикл, з двох фаз — першої, давнішої, за якої відбулася осно́вна інтрузія — ультрабазитів та метабазитів, і другої — фази кислої інтрузії.

До верхнього архею Усенко відносить криворізьку залізорудну серію, в складі аркозовидних кварцитів, безрудних роговиків та залізистих роговиків, і інтрузію кислої магми, включаючи крупнозернисті порфіровидні граніти р. Мокрої Конки, середньозернисті біотитові граніти (салтичанські), рожеві аплітоїдні граніти та апліти і пегматити. Він відзначає, що протерозой у західному Приазов'ї не встановлений. Можливо, до цієї групи належать порфіровидні граніти Токмак-могили і Бельмак-могили, а також рожеві граніти з узбережжя р. Темрюка. До палеозойської групи відкладів Усенко відносить дайкові породи — діабази, андезити, порфірити, ортофіри, кварцові порфіри, а також інтрузію кислої магми, граніти Кам'яних могил верхів'я р. Каратишу. Цей дослідник припускає, що граніти Кам'яних могил можуть бути інтрузивними аналогами палеозойських дайкових інтрузивів рр. Мокрої та Сухої Волновах, зокрема аналогами кварцових порфірів. В інших своїх працях І. С. Усенко розглядає питання історії формування Українського кристалічного щита.

Стратиграфічні взаємовідношення порід північно-західної частини Українського кристалічного щита недавно висвітлив Л. Г. Ткачук (1954). Запропонована ним схема стратиграфічного поділу докембрію в значній мірі нагадує дані В. І. Лучицького щодо розподілу архею та протерозою. В складі нижнього відділу кембрію Л. Г. Ткачук виділяє подільську епоху як найдавнішу. В наступному, бузькому етапі, на думку Ткачука, відбулися інтрузії магматичних порід, пов'язаних з складчастою системою північно-західного простягання: чарнокіто-норитова формація (бугіти), чудново-бердичівський граніт та ін. Між нижнім і верхнім археєм, на його думку, була перерва, а далі — волинська епоха осадконагромадження. Тоді утворилися гнейси біотито-плагіоклазові, гранато-біотитові, амфіболові, графітові та ін. Пізніше був житомирсько-кіровоградський етап і сформувався житомирсько-кіровоградський інтрузивний комплекс. Верхній архей завершує осницький (волинський) етап, коли утворилися осницький комплекс, амфіболове габро, порфірити, граніти та ін.

Архей від протерозою, як вважає Л. Г. Ткачук, відокремлює велика перерва. Овруцька епоха нижнього протерозою, яка настала після перерви, була часом, коли відклалися овруцькі кварцити та пірофілітові сланці; після того був коростенський, чи київський, етап утворення коростенського інтрузивного комплексу. Між нижнім протерозоєм і палеозоєм північно-західної частини Українського кристалічного щита сталась велика перерва, після чого мав місце рифейський етап, коли утворились базальти Берестівця, Злазного, Вел. Мидська тощо.

Слід відзначити, що в розглянутій стратиграфічній схемі додаткового обгрунтування потребують виділення київського і волинського етапів, а також стратиграфічне положення овруцької серії.

Питання стратиграфії центральної частини Українського кристалічного щита в ряді робіт розглянув Ю. Ю. Юрк. Розглядаючи межу архею та протерозою (1953), він виділяє серед найдавніших метаморфізованих осадків докембрію УРСР дві серії порід. Першу він називає великодніпровською серією і відносить до неї біотито-плагіоклазові гнейси, з гранатом або без нього, біотит-амфіболові, біотитпіроксенові гнейси та амфіболіти, можливо, гранато-кордієритові та біотито-ставролітові гнейси. Друга, побузька (бузька) серія осадочно-метаморфічних відкладів докембрію, за даними Юрка, відрізняється від першої насиченістю кремнеземистими і карбонатними породами підвищеної графітоносності, з одного боку, і залізо- та марганцеворудними фаціями — з другого. Цю серію Юрк відносить до протерозою і межу між археєм і протерозоєм проводить поміж волинсько-дніпровською і побузькою серіями.

Наче доповненням до наведених уявлень Ю. Ю. Юрка є його думки про гранітні комплекси Українського кристалічного щита (1954). Усіх комплексів він виділяє чотири. Перший, найбільш давній, — це комплекс гранітоїдів, представлений гранодіоритами і оточуючими їх мігматитами західного Приазов'я, масиви гранодіоритів узбережжя Дніпра, плагіограніти Саксагані, гранодіорити і плагіограніти Гірського Тікича та ін. Ці утворення пов'язані з найдавнішою складчастістю північно-західного простягання. Перед утворенням гранітоїдів мали місце виливи та інтрузії осно́вних і ультраосно́вних порід. До другого

комплексу Юрк зачисляє інтрузії: кургицького, смолдирівського, новороманівського, тригірського, житомирського, коростишівського, бердичівського, богуславського, антонівського, уманського, кіровоградського, бобринецького, інгулецького, первомайського, бузулуцького, мокромосковського, токмацького, салтичанського та ряду інших гранітів. Гранітні масиви цього комплексу пов'язані з субмеридіональними складчастими структурами Українського кристалічного щита. Інтрузії третього магматичного комплексу, на думку Юрка, менш поширені порівнюючи з інтрузіями другого комплексу. Сюди віднесено східноприазовські рожеві середньозернисті та порфіровидні граніти районів Анадоля, Карані і Дмитріївки, далі — граніти Токівського, Боков'янського та інших масивів Придніпров'я, граніти Новоград-Волинського, Мухарівського, Осницького і, можливо, Пержанського масивів. Їх інтрузії сталися, за Юрком, внаслідок дислокації складчастістю північно-східного простягання. Породи четвертого гранітного комплексу, як вважає Юрк, поширені на Волині, в Черкаській і Кіровоградській областях, у східному Приазов'ї та Сталінській області. Вони утворюють складної будови масиви великого розміру, об'єднують породи осно́вні, середні і навіть лужні і є багатофазними плутонами. Перед їх виверженням утворилися осно́вні й ультраосно́вні породи на Волині і в східному Приазов'ї. Сюди належать граніти Коростенського і Корсунського плутонів, сієніто-гранітна формація Приазов'я, граніти Кам'яних могил, околиць Катеринівки. Породам четвертого комплексу Юрк приписує верхньодокембрійський вік.

Погляди Ю. Ю. Юрка на стратиграфічні взаємовідношення кристалічних порід докембрію центральної частини Українського кристалічного щита викладені в його роботі, присвяченій петрології Уманського і Антонівського гранітних плутонів (1953). Він прийшов до висновку, що в південній частині Київщини поширені архей і протерозой, між якими є перерва. Нижню частину архею становить осадочно-метаморфічний комплекс волино-дніпровської серії, до складу якої входять: амфіболові гнейси, амфіболіти, біотит-амфіболові, біотит-піроксенові, гранат-біотитові, біотит-плагіоклазові гнейси. Верхню частину архею характеризує магматичний комплекс, першу стадію утворення якого являють собою продукти осно́вної магми — ортоамфіболіти, габро-діорити, габро-амфіболіти. Друга стадія представлена продуктами кислої магми — гранодіоритами, кварцовими діоритами, мігматитами гранодіоритового складу, плагіоклазовими гранітами, їх аплітами та пегматитами. Нижній і верхній протерозой поділяє перерва. Як нижня, так і верхня його частини, вважає Ю. Ю. Юрк, складені знизу осадочно-метаморфічними, а вище — магматичними комплексами. Нижньопротерозойський осадочно-метаморфічний комплекс становить побузьку серію і включає кварцити, кварцово-графітові і біотитові гнейси, кристалічні вапняки. За першої стадії формування вулканічного комплексу нижнього протерозою утворилися чарнокіти, діорити, габро, норити (Ятрань, Синюха), анортозити. Друга стадія розвитку магматичного комплексу нижнього протерозою, за Юрком, відзначається утворенням продуктів кислої магми. Її представляють рожеві і червоні апліто-пегматоїдні граніти і грануліти, апліти й пегматити, мігматити, сірі, рожевосірі дрібно- і середньозернисті біотитові граніти Антонівки, Іскреного та ін., сірі й рожевосірі порфіровидні граніти Уманського плутону, Багачівки та ін.

Верхній протерозой від нижнього відокремлює перерва. Осадочний комплекс нижнього протерозою в південній частині Київщини, за даними Юрка, не встановлений; верхній, магматичний комплекс становлять монцоніти, габро, лабрадорити Корсунського складного плутону, рапаківі, гранофірові граніти, їх апліти і пегматити та лужні сієніти. До палеозою, на його думку, можливо, належать дайки діабазових порфіритів.

Як видно з наведених даних, стратиграфічні взаємовідношення осадочно-метаморфічних і магматичних комплексів приазовської, центральної і північно-західної частини Українського кристалічного щита визначаються по-різному. Для окремих комплексів вік встановлюється в найширших межах. Порівняльна характеристика розглянутих схем стратиграфічного поділу докембрію наводиться далі, після огляду уявлень про положення в структурі і стратиграфічному розрізі докембрію щита криворізького комплексу (див. табл. 2).

Питання стратиграфії криворізької залізорудної формації привертало і привертає увагу дослідників на протязі багатьох десятиліть. Над розв'язанням цієї проблеми працювали С. Конткевич (1880, 1887), В. О. Домгер (1881, 1884, 1901), П. П. П'ятницький (1898, 1933), І. Й. Танатар (1922), А. С. Михальський (1908), А. В. Фаас (1926), Ю. Г. Гершойг (1932, 1937), Я. М. Бєлєвцев (1940, 1946), М. П. Семененко (1940, 1941, 1946, 1953) та ін. Розроблені цими дослідниками схеми стратиграфічного поділу криворізької серії дають досить повне уявлення про розвиток поглядів на вікове співвідношення порід, що беруть участь в її будові. Про характер їх дає уявлення порівняльна стратиграфічна таблиця.

Стратиграфічний поділ криворізької серії докембрію був значно доповнений щодо літологічної характеристики відкладів окремих горизонтів під час проведення там геологічної зйомки. Стратиграфічна схема в цілому, що була вироблена тоді, повторює схему Я. М. Бєлєвцева на 1940 рік. Ця схема опублікована Я. М. Бєлєвцевим і М. П. Семененком одночасно в 1946 р. Вік криворізької серії Бєлєвцев тоді визначав як протерозойський (альгонк). У 1953 р. Семененко відніс ці відклади до верхнього архею.

В 1953 р. питання віку криворізьких відкладів розглядав О. П. Нікольський. Він поділяє наверствування в межах Кривого Рогу на два комплекси: I — *криворізький метаморфічний комплекс* і II — *криворізький інтрузивний комплекс.*

I. Криворізький метаморфічний комплекс. 1. В межах його нижнього відділу Нікольський виділив світи: А—*біотитових сланців (гнейсів)*, потужність якої вимірюється кілометрами. В цій світі переважають біотито-плагіоклазо-кварцові гнейси,— рідше зустрічаються біотито-плагіоклазо-кварцові і піроксено-плагіоклазо-кварцові сланці, мармур, графіто-біотито-кварцові сланці, залізисті роговики і залізисті кварцити; Б — *сланцьово-амфіболова світа,*—потужність її вимірюється кілометрами; до її складу входять амфіболіти, сланці амфіболо-плагіоклазо-кварцові, амфіболо-біотито-кварцові, біотито-хлорито-кварцові, кварцово-хлорито-цоїзитові, талькові, хлоритові; залізисті породи: амфіболо-магнетитові і біотито-хлорито-амфіболові роговики, амфіболо-магнетитові і біотито-хлорито-амфіболові сланці, карбонатно-магнетитові і карбонізовані роговики та сланці; В—*криворізька світа* (потужність 175—300 *м*): а) *аркозовий горизонт*— кварцові і аркозові пісковики, кварцити, кварцово-серицитові сланці, біотито-гранато-ставролітові сланці, конгломерати з галькою кварцу і кварцитів, філіти, кварцово-біотитові сланці (потужність 75—200 *м*); б) *філітовий горизонт* — філіти, біотито-кварцові сланці, талькові сланці, біотито-хлоритові сланці з прошарками роговиків (потужність 72—250 *м*).

2. Середній відділ (потужність 750 — 1500 *м*):а) *саксаганський горизонт,* що вміщає до шести пластів залізистих роговиків і до чотирьох горизонтів талькових сланців (що об'єднують перші три пласти залізистих роговиків загальновживаної багатопластової стратиграфічної схеми) (потужність 100—800 *м*); б) *рудоносний горизонт,* що

Таблиця 2

Порівняльна схема стратиграфічного поділу Криворізької серії

С. Конткевич 1880	В. О. Домгер 1883	П. П. П'ятницький 1897—1924	П. П. П'ятницький 1937	М. К. Фукс, А. В. Фаас 1924—1932	Ю. Г. Гершойг 1933—1935	Я. М. Белевцев 1940
Глинисті і вуглисті сланці	Рябі глинисті сланці, що переходять у вуглисті	Верхній відділ групи саксаганських сланців: Залізисті кварцити, глинисті, аспідні, різнокольорні глинисті сланці; актинолітові, хлоритові, кварцово-хлоритові, талькові сланці	Саксаганська серія: Залізорудний сланцьовий відділ	Верхня товща глинистих сланців	Верхня сланцьова товща: Біотито-кварцові сланці з кристалічними вапняками. Вуглисті сланці, слюдяно-кварцові сланці. Надрудна товща	Верхній відділ. K_3: Сланцьовий: Біотито-серицито-хлоритові сланці Рябі філітоподібні сланці, графітові сланці Вохристі сланці
Велика перерва						Роговиково-піщаний: Піщано-кварцитовий гор. Хлорито-сланцьовий » Роговиково-піщаний »
Залізисто-кварцитові сланці (з прошарками хлоритових і талькових)	Залізисто-кварцитові сланці (з прошарками хлоритових і талькових)			Залізорудна формація: Залізисті роговики і джеспіліти Хлоритові, амфіболові сланці Талькові сланці	Залізорудна формація: I залізистий горизонт I сланцьовий горизонт II залізистий горизонт II сланцьовий горизонт Талькові сланці	Середній відділ (залізорудний). K_2: Горизонти: 7 залізистий, сланцьовий 6 залізистий, сланцьовий 5 залізистий, сланцьовий 4 залізистий, сланцьовий 3 залізистий, сланцьовий 2 залізистий, сланцьовий 1 залізистий, сланцьовий
Аспідні сланці	Аспідні сланці Кварцити Велика перерва	Нижній відділ групи саксаганських сланців: Аркозові породи і кварцити, вуглисті кварцити, кварцово-слюдисті сланці. Незгідності нема	Аркозовий відділ Незгідність ?	Філіти Аркози Велика незгідність	Філіто-аркозова товща: Філіти Аркози Велика незгідність	Нижній відділ. K_1: Тальково-піщаний гор. Філітовий гор. Аркозо-філітовий гор. Аркозовий гор. Давня криворізька світа: Сланцьовий гор. Кварцитовий гор.
Гнейси з зеленокам'яними породами	Гнейси, сієніти, діорити і діабази	Давні гнейси	Катархейська серія	Зеленокам'яні породи. Велика незгідність. Гнейси, граніти	Зеленокам'яні породи. Незгідність. Ін'єктовані гнейси, граніти	Архей: Зеленокам'яні породи (амфіболіти), мігматити, граніти, темнокольорні сланці (ксеноліти), гнейси

об'єднує четвертий, п'ятий і шостий залізисті пласти багатопластової схеми (потужність 200—800 *м*); в) *фрунзенський горизонт*, що об'єднує сьомий сланцьовий, сьомий залізистий, а також шостий залізистий і більш високі пласти залізистих і сланцьових порід рудника ім. Кірова (потужність 200—800 *м*); г) *карнаватський пісковиково-сланцьовий горизонт*, що до цього часу розглядався як насунуте ядро Саксаганської антикліналі, потужність 0—400 *м*; д) *карнаватський сланцьово-залізисто-роговиковий горизонт* (об'єднує пласти червонокомпанійський, глеюватський і червоний) (потужність 0—250 *м*) (рис. 9).

Рис. 9. Середній відділ криворізької залізорудної серії.

3. В е р х н і й   в і д д і л (потужність вимірюється кілометрами): а) *нижній кварцито-вапняково-сланцьовий горизонт* — графіто-біотито-кварцові сланці, нерідко з андалузитом, ставролітом і силіманітом, серицито-слюдяні сланці, кварцити (окварцовані пісковики, конгломерати і вапняки), мармури (потужність 1000 — 1500 *м*); *б) сланцьово-роговиково-залізистий горизонт*, іноді складений конгломератами (потужність 175 — 300 *м*); в) *верхній кварцито-вапняково-сланцьовий горизонт*, — характер порід той же, що і в нижньому кварцито-вапняково-сланцьовому горизонті (потужність вимірюється кілометрами); г) *горизонт амфіболо-біотито-плагіоклазо-кварцових сланців* (гнейсів) (потужність не відома).

II. К р и в о р і з ь к и й   і н т р у з и в н и й   к о м п л е к с включає декілька інтрузивних фаз. У першу фазу, за Нікольським, утворилися основні і ультраосновні породи (серпентиніти, амфіболіти). У другу фазу утворилися гранодіорити та кварцові діорити. Третя фаза дала саксаганські і житомирські граніти, можливо породи дайкового комплексу. У четверту фазу утворилися дніпровські мікроклінові граніти, у п'яту — аплітовидні граніти і в шосту — дайковий комплекс (апліти, пегматити, діабази).

Уявлення А. П. Нікольського зустріли критику з боку Я. М. Белевцева (1954), який вважає недостатньо обгрунтованими багато які з положень схеми стратиграфічного поділу криворізької серії, запропонованої цим автором.

Нещодавно А. М. Іщенко[1], на підставі знахідок викопних спор папоротеподібних рослин Dilobozonotriletes campilopterus (W a l t z) I s c h e n k o, Trilobozonotriletes incisotrilobus N a u m o v a, Stenozonotriletes facilis I s c h e n k o, Hymenozonotriletes pussilus (I r b.) I s c h e n k o, Hymenozonotriletes commutatus (W a l t z) I s c h e n k o, Hymenozonotriletes bialatus (W a l t z) I s c h e n k o var. undulatus W a l t z, Euryzonotriletes grosselimbatus (W a l t z) I s c h e n k o, Euryzonotriletes variabilis (W a l t z) та ін., довів, що у вуглисті сланці верхньої частини криворізької серії внесені спори візейського віку кам'яновугільного періоду. В мартитових рудах, з середньої частини криворізької серії, цей дослідник виявив рештки викопної рослинності девонського віку.

Розбіжність уявлень про стратиграфічні співвідношення осадочно-метаморфічних товщ, яка характеризує сучасний етап вивчення Кривого Рогу, властива і схемам стратиграфічного поділу докембрію Українського кристалічного щита в цілому. Провідними є думки М. П. Семененка (1953), Ю. Ір. Половинкіної (1953, 1954) та І. С. Усенка (1955) (див. табл. 3).

Схеми стратиграфічного поділу докембрію Українського кристалічного щита, запропоновані М. П. Семененком і Ю. Ір. Половинкіною, істотно відрізняються одна від одної. Розходження у них є щодо підходу до визначення стратиграфічного положення окремих формацій і їх розміщення. Ю. Ір. Половинкіна розчленовує докембрій, виходячи з уявлень про послідовність формування щита через розвиток рухливих геосинклінальних зон, утворення яких завершилося до верхнього протерозою (рис. 10). Такий підхід забезпечує широкі можливості для дальшого поглибленого вивчення докембрійських товщ за походженням, складом і т. ін. Однак питання геологічної структури щита в схемі цієї авторки не знайшли достатнього відбиття.

В схемі стратиграфічного поділу докембрію УРСР, розробленій М. П. Семененком, за основу прийнято послідовність розвитку магматичної діяльності, в якому виділено п'ять циклів. Велику увагу у схемі приділено також геологічній структурі щита (рис. 11).

Великі розходження є в розглядуваних стратиграфічних схемах і щодо визначення віку ультрабазитів і метабазитів, чарнокітів, овруцької серії, а також щодо положення в стратиграфії докембрію криворізької серії та її структури.

Основуючись на петрогенетичних особливостях докембрію Українського кристалічного щита, І. С. Усенко (1954) приймає для нього два геосинклінальні цикли. До найдавнішого, побузько-приазовського, циклу він відносить породи осадочно-метаморфічної товщі, переверствованої з ультрабазитами і метабазитами, що в одних випадках являють собою інтрузивні поклади, а в інших — давні покриви. Разом ці формації беруть участь у складчастості північно-західного простягання і становлять утворення геосинклінального типу. У наступному, складчастому, етапі мав місце широко розвинутий магматичний процес і утворилися гранодіорити, плагіоклазові граніти, чарнокіти, а також мігматити. Подальший етап, як вважає І. С. Усенко, теж був геосинклінальним. Він почався з утворення осадочно-ефузивної формації Кривого Рогу.

Недавно І. С. Усенко (1955) запропонував ще одну нову схему стратиграфічного поділу докембрію Українського кристалічного щита, в якій він відходить від своїх попередніх уявлень. Подаємо її в табл. 4. Ця схема в основних положеннях близька до схеми стратиграфічного поділу докембрію Г. М. Козловської та М. І. Ожегової, запропонованої в 1955 р.

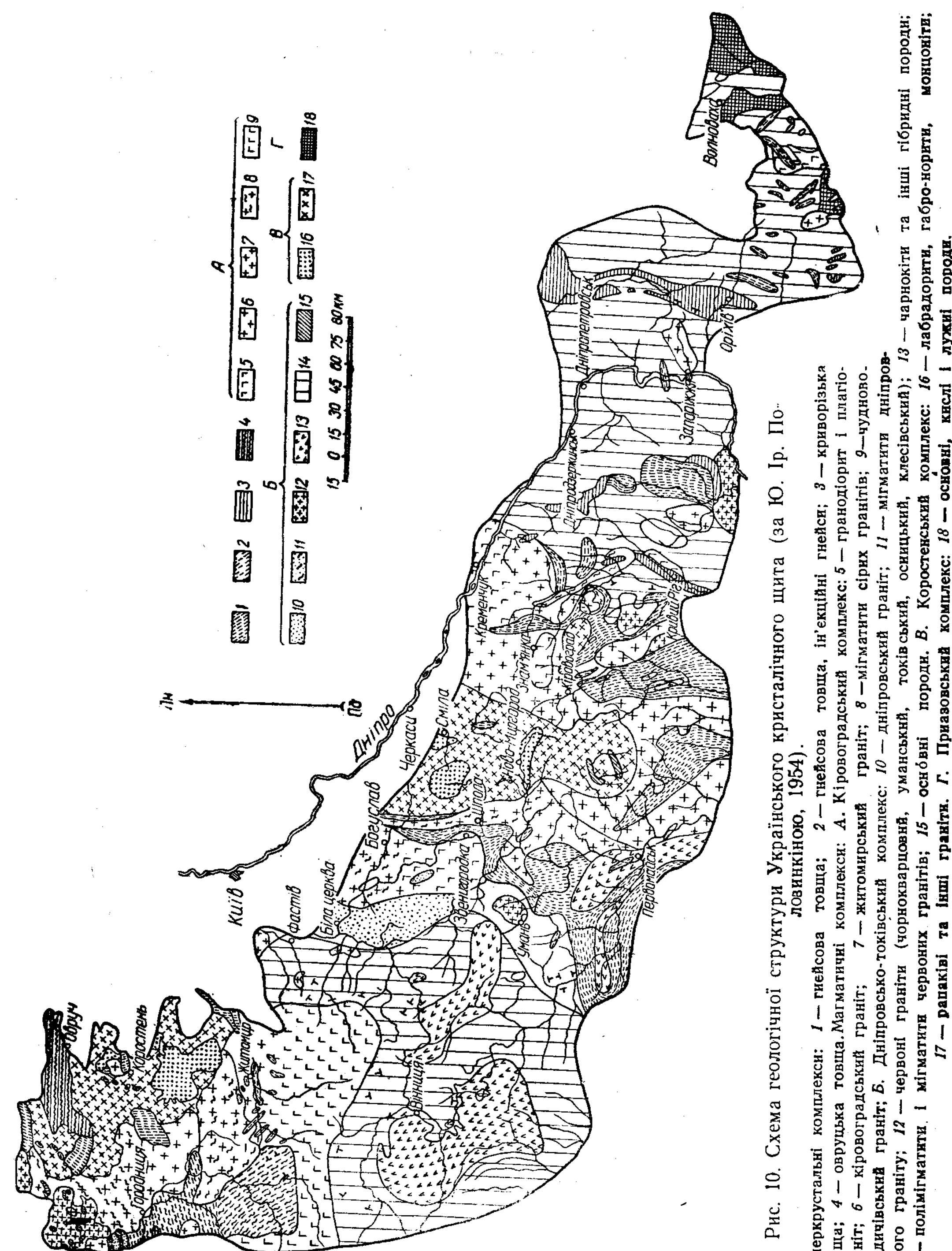


Рис. 10. Схема геологічної структури Українського кристалічного щита (за Ю. Ір. Половинкіною, 1954).

Суперкрустальні комплекси: *1* — гнейсова товща; *2* — гнейсова товща, ін'єкційні гнейси; *3* — криворізька товща; *4* — овруцька товща. Магматичні комплекси: *А.* Кіровоградський комплекс: *5* — гранодіорит і плагіограніт; *6* — кіровоградський граніт; *7* — житомирський граніт; *8* — мігматити сірих гранітів; *9* — чудново-бердичівський граніт; *Б.* Дніпровсько-токівський комплекс: *10* — дніпровський граніт; *11* — мігматити дніпровського граніту; *12* — червоні граніти (чорнокварцовий, уманський, токівський, осницький, клесівський); *13* — чарнокіти та інші гібридні породи; *14* — полімігматити і мігматити червоних гранітів; *15* — основні породи. *В.* Коростенський комплекс: *16* — лабрадорити, габро-норити, монцоніти; *17* — рапаківі та інші граніти. *Г.* Приазовський комплекс: *18* — основні, кислі і лужні породи.

[1] А. М. Іщенко, Перші знахідки рослинних решток у породах криворізької серії, Вісник АН УРСР, № 1, 1957.

Таблиця 3

Нові схеми стратиграфічного поділу докембрію Української РСР

Група	Відділ	М. П. Семененко, 1953: Складчаста система	М. П. Семененко, 1953: Серія і комплекс	М. П. Семененко, 1953: Осадочно-метаморфічні і магматичні породи	І. С. Усенко, 1953 (Західне Приазов'я)	Ю. Ір. Половинкіна, 1954: Тектоно-магматичні процеси	Ю. Ір. Половинкіна, 1954: Етапи тектоно-магматичного процесу	Ю. Ір. Половинкіна, 1954: Осадочні породи	Ю. Ір. Половинкіна, 1954: Ефузивні породи	Ю. Ір. Половинкіна, 1954: Інтрузивні породи	Ю. Ір. Половинкіна, 1954: Метаморфічні і постмагматичні утвори
Палеозойська	Верхній	Плутони, пов'язані з розломами	Приазовський лужний комплекс п'ятого інтрузивного циклу	Дайковий комплекс Лужні породи Приазов'я	II. Інтрузії кислої магми, граніти Кам'яних могил (верхів'я р. Каратишу)	Початок розвитку герцинської рухливої зони	Орогенний	Герцинська складчастість		Граніти Катеринівки і Волновахи	
							Геосинклінальний	Осадконагромадження в Донецькій геосинкліналі і Дніпровсько-Донецькій западині	Основні ефузиви	Породи Приазовського лужного комплексу	Маріуполіти, пегматити
							?	?	?		
	Нижній				I. Дайкові породи: діабази, андезити, порфірити, ортофіри, кварцові порфіри	Платформа		Осадконагромадження силуру та кембрію	Ефузиви	?	
			Велика перерва					Перерва (?)			
	...ній	Плутони, пов'язані з розломами	Коростенський інтрузивний комплекс	Габро, коростенські граніти й рапаківі	Не виявлений. Можливо, сюди варто зачислити	Платформа			Волиніти	Лужні сієніти Рапаківі і	Пегматити, апліти, монцоніти
Протерозойська	Верх...		...четвертого інтрузивного циклу		...порфіровидні граніти Токмак-могили і Бельмак-могили, а також рожеві граніти р. Темрюка			Розломи		...рапаківі-подібні граніти, габронорити, лабрадорити	
								Осадконагромадження овруцької товщі	Кварцові порфіри (?)		
			Велика перерва					Велика перерва			
	Нижній	Волинська субширотна складчастість північно-східного простягання	Дніпровсько-токівсько-боков'янський комплекс третього інтрузивного циклу. Овруцька серія	Дайки базальтові. Червоні порфіровидні й аплітоїдні граніти і пов'язані з ними монцоніти Дніпровських, Токівських, Верблюзьких, Боков'янських і Осницьких масивів. Комплекс кварцитів, філітів і пірофілітових сланців		Розвиток субмеридіональної рухливої зони (саксаганіди)	Післяорогенний			Широтні дайки олівінового діабазу, габродіабаз, кварцовий порфірит і кварцовий порфір	
			Велика перерва								
Архейська	Верхній	Саксаганська складчастість субмеридіонального простягання	Інгулецько-кіровоградський інтрузивний комплекс другого інтрузивного циклу	Інгулецький інтрузивний комплекс. Порфіровидні кіровоградські граніти і сірі	II. Інтрузія кислої магми та її мігматити: 4. Апліти, пегматити 3. Рожеві аплітоїдні граніти		Орогенний	Складчастість криворізької товщі		Дніпровський аплітоїдний граніт. Червоні граніти	Гідротермальні метасоматити Кривого Рогу

Група	Відділ	М. П. Семененко, 1953: Складчаста система	М. П. Семененко, 1953: Серія і комплекс	М. П. Семененко, 1953: Осадочно-метаморфічні і магматичні породи	І. С. Усенко, 1953: (Західне Приазов'я)	Ю. Ір. Половинкіна, 1954: Тектоно-магматичні процеси	Ю. Ір. Половинкіна, 1954: Етапи тектоно-магматичного процесу	Ю. Ір. Половинкіна, 1954: Осадочні породи	Ю. Ір. Половинкіна, 1954: Ефузивні породи	Ю. Ір. Половинкіна, 1954: Інтрузивні породи	Ю. Ір. Половинкіна, 1954: Метаморфічні і постмагматичні утвори
	Верхній			дрібнозернисті житомирсько-інгулецькі граніти	2. Середньозернисті біотитові граніти (салтичанські) 1. Грубозернисті порфіровидні граніти (р. Мокра Конка)					дніпровсько-токівського (і осницького) комплексу	Зони гранітизації Пегматити Чарнокіти Чарнокіти
			Саксаганська залізорудна серія	3. Верхній — сланцьовий відділ Перерва 2. Середній — залізорудний відділ 1. Нижній — аркозово-філітовий відділ Перерва	1. Криворізька метаморфічна формація 3. Залізисті роговики 2. Безрудні роговики 1. Аркозовидні кварцити		Геосинклінальний	Осадконагромадження криворізької товщі	Основні ефузиви — амфіболіти, талькові сланці	Гранодіорити, монцоніти, габронорити і серпентиніти	Чарнокіти
ська			Серія метабазитів Інгуло-інгулецька гнейсова серія	Основні ефузиви (метабазити) Перерва Біотитові і біотитово-гранітові гнейси							
			Велика перерва					Велика перерва			
Архей	Нижній	Бузька складчастість північно-західного простягання	Бузько-подільські інтрузивні комплекси першого інтрузивного циклу	Чарнокіто-монцоніти чудново-бердичівські граніти, кременчуцькі плагіоклазові граніти, звенигородські гранодіорити	II. Магматичний цикл: 2. Друга серія: кисла інтрузія—гранодіорити і їх мігматити I. Перша фаза: основна інтрузія—ультрабазити, метабазити	Розвиток найдавнішої рухливої зони	Післяорогенний			Субмеридіональні дайки діабазу	
			Бузько-дніпровська гнейсова серія	2. Хащеватсько-завалівський комплекс: а) мармури з проверстками марганцевих фацій б) графітові, біотитові гнейси в) залізисто-силікатні кварцити 1. Пєбузький комплекс: піроксено-плагіоклазових і біотитових гнейсів з проверстками мармурів, біотито-гранатових, кордієритових гнейсів р. Бугу; біотито-амфіболо-плагіоклазові гнейси р. Дніпра	I. Осадочно-метаморфічна формація. Гнейси: біотитові, біотито-гранатові, рогообманкові, кордієритові, силіманітові, графітові та ін. Кристалічні вапняки, параамфіболіти і кварцити		Орогенний	Складчастість гнейсової товщі		Сірі граніти кіровоградського комплексу Гранодіорити	Ін'єкційний контактний метаморфізм гнейсової товщі Пегматити і мігматити
							Геосинклінальні	Осадконагромадження порід гнейсової товщі	Основні ефузивні амфіболіти	Плагіограніти Ультраосновні і основні інтрузії	Мігматити



Рис. 11. Схема структури Українського кристалічного щита.
(За М. П. Семененком, 1953).

1 — бузька зона піроксено-плагіоклазових гнейсів і бугітового інтрузивного комплексу; *2* — зона кордієрито-гранатових гнейсів та чудново-бердичівського комплексу гранітів; *3* — дніпровська зона північно-західних структур (гнейсів та інтрузивного комплексу плагіоклазових гранітів); *4*—приазовська зона північно-західних складчастих структур; *5* — субмеридіональні складчасті зони гнейсів та інгулецько-кіровоградського гранітного комплексу; *6* — складчасті пояси розвитку серії метабазитів і саксаганської серії кристалічних сланців (Саксагано-Інгулецький, Бузулуцький і Оріхово-Павлоградський синклінорії); *7*—складчаста зона розвитку овруцької серії кварцитів і пірофілітових сланців; *8*—волинська субширотна складчаста зона гнейсів, інтрузивного комплексу осницьких гранітів—клесовітів; *9*—зони накладання субширотного зім'яття і інтрузій токівських, дніпровських і боков'янських гранітних комплексів; *10*—масиви габро; *11*—масиви коростенських гранітів і рапаківі; *12* — масиви лужного комплексу Приазов'я.

Таблиця 4

Стратиграфічний поділ докембрію Українського кристалічного щита
(Усенко, 1955)

Час	Характер циклу	Назва комплексів і порід
IV. Верхній палеозой	Платформений	3. Кисла серія коростенського магматичного комплексу (синхронна (?) складчастому періоду розвитку Донецької субгеосинкліналі): коростенські та лизниківські граніти, граніти Кам'яних могил та Катеринівки, чорнокварцові граніти Інгульця, трахітоїдні граніти Ново-Українки; породи лужного масиву Приазов'я 2. Осно́вна серія коростенського магматичного комплексу (синхронна (?) доскладчастому періоду розвитку Донецької субгеосинкліналі), габро, габро-норити, лабрадорити, монцоніти, волиніти, діабазити, гібридні породи — рапаківі 1. Породи осадочно-ефузивного комплексу, достовірно не відомі; можливо, до цієї групи належать породи овруцької серії (?)
III. Нижній палеозой	Платформений	3. Інтрузивні породи кислої серії не встановлені; можливо, до них належать пержанські граніти (?) 2. Осно́вна серія (синхронна рифейським базальтам р. Горині): габро-діабази Рокитного, олівінові діабази Кривого Рогу 1. Осадочний комплекс, знищений розмивом
II. Протерозой	Платформений	2. Породи осницько-токівського гранітоїдного комплексу (?). Токівські, осницькі, дніпровські рожеві середньозернисті граніти 1. Осадочно-ефузивна серія Породи власне платформи: Зчищені денудацією. Можливо, клесовіти є реліктом порід цієї групи Породи Криворізької субгеосинкліналі: Саксаганська серія кристалічних сланців
I. Архей	Геосинклінальний. Складчастий період	Інтрузивний гранітоїдний комплекс: гранодіорити (р. Берда, Кременчук, р. Гірський Тікич), плагіоклазові граніти (р. Саксагань, Звенигородка, бердичівські граніти), сірі середньозернисті граніти (Житомир, Запоріжжя, Знам'янка та ін.), порфіровидні граніти (Кіровоград, Бобринець та ін.), чарнокітова серія Поділля та різні мігматити
	Геосинклінальний. Доскладчастий період	Породи осадочно-ефузивного комплексу: кварцити, гнейси (біотитові, роговообманкові, силіманітові, кордієритові, графітові, гранатові та ін.), метабазити та метаультрабазити, доломітизовані кристалічні вапняки, породи магнітних аномалій, розташованих на схід від Криворізького басейну

Зважаючи на петрографічні та структурні особливості Українського кристалічного щита, стратиграфічні співвідношення окремих геологічних комплексів в його межах можна представити у вигляді табл. 5.

В межах щита поширені дві групи (архейська і протерозойська) кристалічних порід різного походження. Архейську групу порід в складі двох серій—дніпро-бузької і тетерево-бузької — об'єднують в єдиний геосинклінальний цикл розвитку. Осадочно-метаморфічний комплекс відкладів архею збагачений і ускладнений вулканічними утвореннями геосинклінального типу в нижній частині і просякнутий магматичними інтрузіями орогенічної фази.

Таблиця 5

Схема стратиграфії кристалічного фундаменту Української РСР

Групи	Серії (орогенні фази)	Відділи	Північно-західна і центральна частини кристалічного щита	Криворіжжя	Приазовський кристалічний масив
Палеозойська	Герцинське горотворення		Розломи. Вулканічні утворення. Базальти Берестівця. Платформа. Нагромадження осадків		Розломи. Вулканічні утворення по р. Мокрій Волновасі
	Каледонське горотворення				
Перерва					
Протерозойська	Овруцька		Пержанські граніти Клесовіти Кварцити, пірофілітові сланці	Дайкові породи	Червоні порфіроподібні граніти (Кам'яні могили, Катеринівка, Волноваха)
	Криворізька	Верхній	Складний Коростенський плутон (габро-лабрадорити, граніти і рапаківі) Сірі граніти (Житомирський, Коростишівський, Кіровоградський та інші плутони)	Рожеві граніти, діабазові дайки	Приазовський лужний комплекс (граніти, нефелінові сієніти, маріуполіти)
				Хлоритові, графітові, біотитові та інші сланці	
				Сірі граніти, діабазові дайки	Сірі граніти
				Пісковики, кварцити, сланці, пісковики і конгломерати	
				Перерва	
		Середній — залізорудний		Мартитові роговики, джеспіліти, аспідні сланці Талькові сланці, філіти Аркозові пісковики, кварцити, конгломерати	
				Перерва	
		Нижній — осадочно-вулканічний		Білі кварцити, філітові сланці Формація метабазитів та ультрабазитів	
Перерва					
Архейська	Тетерево-бузька		*Складкоутворення.* Інтрузії порід чарнокітової серії (граніти, чарнокіти, чарнокітові діорити, габро-норити, піроксеніти та ін.) *Геосинклінальні осадки.* Піроксено-біотитові, амфіболо-біотитові, біотитові, силіманітові, графітові гнейси, слюдяні сланці, кварцити, силікатні і кристалічні вапняки		
	Дніпровська		*Складкоутворення.* Синтектонічні інтрузії гранато-кордієритових гранітів. Давні апліти, пегматити, гранодіорити *Геосинклінальні осадки.* Давні чорні біотитові гнейси, піроксено-плагіоклазові гнейси, амфіболіти, мігматити		

З завершенням формування дніпро-бузької складчастої системи північно-західного простягання вся територія південно-західної частини Російської рівнини перейшла у платформену стадію розвитку.

Протерозойська група відкладів в межах Українського кристалічного щита має обмежене поширення. Вона виявлена лише в його центральній частині і типово представлена лише на Криворіжжі. Цей район має полігенну структуру. Його особливості зумовлені відкладанням криворізької серії в межах вузької та глибокої субгеосинклінали, виповненої продуктами руйнування порід навколишніх гірських побу-



Рис. 12. Плутон «Кам'яна могила» на Приазов'ї. Червоний граніт.

дов. Початок утворення ровоподібної структури Криворіжжя привів до виникнення систем субмеридіональних розломів і вулканічних вивержень. Крім Криворіжжя, утворення аналогічного типу поширені в зонах магнітних аномалій. З періодом криворізької складчастості пов'язані численні інтрузії.

Наймолодшу осадочно-метаморфічну товщу верхнього протерозою являє собою овруцька серія. Це платформена формація, порівнюючи мало поширена. Кінець протерозою в межах Українського кристалічного щита позначився активною магматичною діяльністю і утворенням переважно розломних плутонів (рис. 12). Перед початком палеозойської ери намітилися головні напрямки розвитку структури окремих районів південно-західної частини Російської платформи. Розломні дислокації і пов'язані з ними вулканічні виверження, очевидно в зв'язку з початковими фазами каледонського горотворення, розвинулися на північному заході щита, в Галицько-Волинській синеклізі.

У початкові фази герцинського горотворення вулканічні процеси відбувалися в Дніпровсько-Донецькій субгеосинклінали і на Донецькому кряжі. З того часу окремі структурні елементи південно-західної частини платформи зберігають свої риси у геологічному розвитку.

2. ПАЛЕОЗОЙСЬКА ГРУПА

Відклади палеозойської групи на території Української РСР мають дуже велике поширення. Дослідження, проведені у післявоєнні п'ятирічки, внесли багато істотного у відомості про стратиграфію і склад відкладів палеозойської групи. Серед найдавніших осадочних порід

виділено верстви, що їх тепер відносять до рифейської системи. Вперше в межах УРСР виділено відклади кембрійської системи. Важливі доповнення внесено у відомості про поширення на південному заході Європейської території СРСР відкладів ордовицької, силурійської і кам'яновугільної систем.

Вивчення палеозойських відкладів західної частини УРСР почалося в першій половині минулого століття.

Особливості наверствування вивчено і здійснено стратиграфічний поділ палеозою лише в роки радянської влади, зокрема після Великої Вітчизняної війни.

У дослідженні палеозою Галицько-Волинської синеклізи брали участь працівники численних колективів, зокрема інститутів Академії наук Української РСР, Геологічного управління УРСР, українського і московського філіалів Всесоюзного нафтового науково-дослідного геологорозвідувального інституту тощо. У висвітленні стратиграфії поширення палеозойських відкладів брали участь П. Л. Шульга, Д. Є. Айзенверг, Н. Є. Бражнікова, А. М. Іщенко, М. П. Кожич-Зеленко, К. О. Новик, С. І. Суботін, В. І. Клушин, О. С. Муромцев, А. В. Хижняков, В. Н. Крамаренко, М. І. Боженко, С. М. Ткалич, Г. І. Лугов, С. Я. Шерешевська, Г. Х. Дікенштейн, В. М. Савостьянов, О. І. Никифорова, А. Є. Каменецький, Н. А. Грибова, С. В. Єгунов, А. А. Клевцова та ін.

Тепер в межах УРСР виділяють наверствування систем (від найдавніших): рифейської, кембрійської, ордовицької, силурійської, девонської, кам'яновугільної, пермської.

Розміщення їх на території УРСР нерівномірне. У цьому відношенні різко виділяються дві області переважного поширення палеозою: на захід від Українського кристалічного щита — Галицько-Волинська синекліза, і на схід від нього — Дніпровсько-Донецька западина і Донецький кряж. В межах Альпійської складчастої зони — в Криму та на Карпатах — палеозойські відклади дуже мало поширені. В західній частині переважають відклади нижнього палеозою, в складі рифейської, кембрійської, ордовицької, силурійської систем; інші системи палеозою тут менш поширені. У східній області, навпаки, нижньопалеозойські відклади не виявлені, а дуже поширені відклади систем девонської, кам'яновугільної і пермської.

Рифейська система

Відклади рифейської системи стали виділяти недавно. Не всі ще вважають це достатньо обгрунтованим. Взагалі до рифейської системи відносять найдавніші осадочні відклади, які з різкою незгідністю залягають на сильно метаморфізованих відкладах докембрію. В покрівлі цих верств залягають палеонтологічно охарактеризовані кембрійські відклади, з якими рифей пов'язаний повільними переходами. В багатьох районах Радянського Союзу у підкембрійських відкладах виявлені скам'янілі рештки різних організмів, переважно найпростіших, губок, червів, ракоподібних, молюсків тощо. Ці наверствування здавна виділяли під назвою еозойських. М. С. Шатський запропонував для них назву рифейських (1952).

Підсумовуючи великий фактичний матеріал, С. М. Чіхачов (1949) поставив питання про необхідність як з наукового, так і з практичного погляду виділити в геохронологічній схемі осадочних утворів земної кори нову докембрійську систему і вслід за М. С. Шатським запропонував для неї назву рифейської — від стародавньої назви Уралу, де відклади ці особливо поширені. За палеонтологічними рештками в межах рифейської системи виділяються три відділи: нижній, середній та верхній.

В 1952 р. Б. М. Келлер зібрав нові докази необхідності виділення цієї системи. Він коротко характеризує протерозой Російської платформи і виділяє його верхню частину під назвою рифейської системи. В складі рифею Російської рівнини Келлер виділяє: 1) нижній відділ — бурзянський, який він порівнює з іотнієм Карелії і відносить до нього світи *бакальську, саткинську і айську*, бурзянської серії; 2) середній відділ — юрматинський, в складі світ *авзянської, зігазіно-комаровської* і *зігальгинської*, юрматинської серії; 3) верхній відділ — каратауський, в складі світ *міньярської, інзерської, катавської* і *зільмердакської*, що їх відносять до каратауської серії. Овруцьку серію відкладів, поширену на Українському кристалічному щиті, Б. М. Келлер порівнює з відкладами Карелії. Він також вважає, що найважливішою подією рифейського періоду було завершення утворення платформи. На його думку, рифейські відклади у більшості своїй були відкладами гарячих пустинь або теплих узбереж морських басейнів, в яких живі істоти повільно змінювались та розвивались, а потім бурно розквітли з настанням кембрійського періоду. Саму рифейську систему цей дослідник відносить до верхньої частини протерозойської групи. В низу її він ставить карельську серію північно-західної частини Російської платформи.

Питання поширення найдавніших палеозойських відкладів на території Російської платформи в тому ж році розглядав М. С. Шатський (1952). Він вважав, що під кінець каледонської фази горотворення кристалічний фундамент Російської платформи поширювався від Дністра до Волги, включаючи в єдину структуру Український і Воронезький масиви. В межах УРСР кристалічний фундамент прикритий осадочними відкладами нерозчленованого палеозою. У верхів'ях Дніпра на фундаменті платформи залягають рифейські відклади. Західніше, в басейні Західної Двіни, вони перекриті кембрієм та силуром. На думку Шатського, кристалічний щит, який він називає Сарматським, в рифейський час був затоплений морем. Його кристалічна основа була оголена лише за каледонського горотворення. З того часу і почалося розчленування платформи розломами.

На території УРСР рифейські відклади вперше виділила П. Л. Шульга (1952). Виявлені вони в межах Галицько-Волинської синеклізи за допомогою буріння. За даними Шульги, рифейські відклади залягають на звітрілій поверхні кристалічного фундаменту, що в районі м. Ратного виражений гнейсами.

Покрівлю цих відкладів складають породи нижнього кембрію, в яких знайдено залишки Platisolenites antiquissimus Eichw. та Serpulites petropolitanus Jan.

Відклади рифейської системи П. Л. Шульга поділяє, знизу вгору, на три товщі: 1) підефузивну, 2) ефузивну і 3) надефузивну. Підефузивна товща, за її даними, складена переважно пісковиками «кварцово-польовошпатовими дрібнозернистими, червонобурими, рожевими, сірозеленуватими, крихкими, часом ускісноверствуватими, з проверстками і лінзами пісковиків аркозових, грубо- і нерівнозернистих, білуватих, дуже каолінізованих». Пісковикам підпорядковані дуже слюдисті алевроліти, теж різного забарвлення. Потужність товщі — 43 *м*. Відклади ефузивної товщі, за свідченням Шульги, виявлені в південно-західній частині Брестської області БРСР. Там цю товщу представляють кілька потоків палеобазальтів, спілітів і трахіодолеритів, поділених кількома верствами туфів та туфобрекчій. Надефузивні відклади теж виявлені в межах Брестської області.

Потужність рифейської системи, на думку П. Л. Шульги, дорівнює 1000—1250 *м*. До цієї системи вона вважає можливим зарахувати також острозьку серію, виявлену на р. Горині, і могилівську серію — на Дністрі.

В складі нижньопалеозойських нашарувань, які О. В. Крашеніннікова (1956) зараховує до рифейської і нижньокембрійської систем, виділено острозьку серію, з ташківською, горбашівською, *ізяславською і ушицькою* світами, розділеними поверхнями розмиву. В основі рифейських відкладів залягає кора звітрювання порід кристалічного фундаменту. Нижні горизонти їх, в межах ташківської світи, являють собою червоноколірні, переважно дрібнозернисті, пісковики з проверстками алевролітів та глин. Горбашівська світа складена строкатоколірними аркозовими пісковиками з проверстками алевролітів та аргілітоподібних глин. Ізяславська світа починається бабинськими верствами, в низу яких лежать долерити, потім



Рис. 13. Базальтові стовпи. Рифейська система. Район с. Берестівця Ровенської області.

псамітові і пелітові туфіти. Вище виділяються сергіївські верстви з туфогенними алевролітами, базальтом, перекритим серією верств зеленуватосірих і темносірих алевролітів, пісковиків та глин (рис. 13). У складі ушицької світи виявлені внизу верстви жвану, представлені зеленуватосірими алевролітами з прошарками глин, різнозернистими вапнистими пісковиками та різно забарвленими глинами. На розмитій поверхні їх лежать калюські верстви строкатоколірних аркозових пісковиків, алевролітів і, вище, глин з кулястими радіальнопроменистими конкреціями фосфоритів. Ще вище виділяються тимківські верстви голубуватозеленої глини, алевролітів і пісковиків, які завершують рифейську систему. Канилівські верстви ушицької світи відносяться до низів кембрійської системи.

До виділеної на західних схилах Українського кристалічного щита кембрійської системи віднесено також клеванські верстви. В їх складі переважають внизу зеленуватосірі тонковерствуваті кварцово-глауконітові вапнисті пісковики, вище—зеленуватосірі глини з проверстками алевролітів і пісковиків та світлосірі дрібнозернисті слабо зцементовані пісковики. Поверхня цих відкладів розмита, і на ній залягають верстви вапняків і карбонатних пісковиків силурійської системи (рис. 14). В останній час рифейські відклади Волино-Поділля поділяються на серії: поліську, волинську та валдайську.

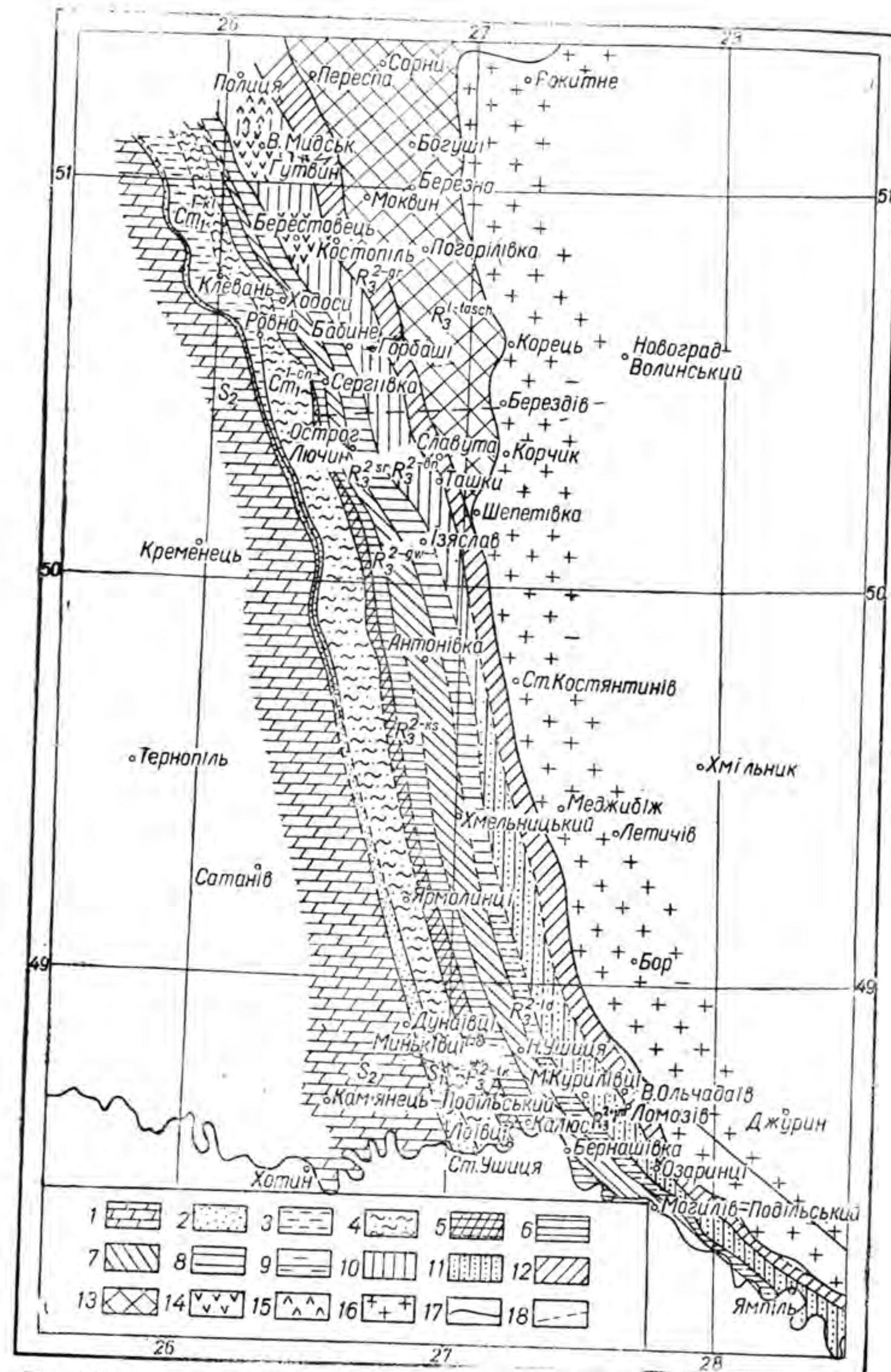


Рис. 14. Схематична геологічна карта західного схилу Українського кристалічного щита. (За О. В. Крашенінніковою, 1956).

1 — верхній силур; *2* — нижній силур; *3* — клеванські верстви ($Cm_1 - кl$); *4*—канилівські верстви ($Cm_1^1 - cn$); *5*—тимківські верстви($R_3^2 - tк$); *6* — калюські верстви ($R_3^2 - кs$); *7* — верстви жвану ($R_3^2 - gw$); *8*—сергіївські верстви ($R_3^2 - sr$); *9*—лядівські верстви ($R_3^2 - ld$); *10*—бабинські верстви ($R_3^2 - bn$); *11* — ямпільські аркози ($R_3^2 - jm$); *12* — горбашівська світа ($R_3^2 - gr$); *13*—ташківська світа ($R_3^1 - tasch$); *14* — базальти; *15* — долерити; *16* — кристалічний фундамент; *17* — межі поширення стратиграфічних горизонтів; *18* — можливі межі поширення стратиграфічних горизонтів.

Кембрійська система

В ряді місць західної частини УРСР на рифейських відкладах виявлені потужні товщі осадочних порід, в масі своїй позбавлених органічних решток. Ці відклади П. Л. Шульга (1952) віднесла до кембрійської системи. Вказівки про наявність тут відкладів, давніших за силурійські, вперше зробив у 1906 р. Й. Семірадський. У 1935—1936 рр. Л. Лунгерсгаузен описав могилівські верстви на Поділлі, які він відніс до кембрійської системи. За даними Шульги, до кембрійської системи, очевидно, належать так звані хотинські верстви з басейну Горині



Рис. 15. Відслонення нижньопалеозойських відкладів на Придністров'ї. (Фото О. В. Крашеніннікової).

та калюська світа силуру з Поділля. З найдавніших палеозойських відкладів, що їх відносять до кембрійської системи, найповніше вивчені відклади, поширені в північно-західній частині Української РСР, північніше широти м. Володимира-Волинського. За даними П. Л. Шульги, там можна виявити всі три відділи кембрійської системи: нижній, середній і верхній (рис. 15).

Нижній кембрій лежить на розмитій поверхні рифейських відкладів. Нижній горизонт його становлять пісковики з проверстками попелясто-сірих глин, товщиною 30—35 *м*. Середній горизонт складений переважно типовою синьою глиною з Serpulites petropolitanus J a n.; серед товщі глини трапляються проверстки конгломератоподібної породи з жовнами фосфоритів. У складі верхнього горизонту переважають пісковики, збагачені на глауконіт. Товщина горизонту 90 *м*, а загальна потужність нижнього кембрію 130—137 *м*.

Середній кембрій, який вкриває нижній і підстелює верхній відділи системи, виявлено лише в свердловинах Кобрина і району Володимира-Волинського. Представлений середній кембрій, за даними П. Л. Шульги, виключно кварцовими, дрібнозернистими, крихкими світлосірими і білими пісковиками, місцями ускісноверствуватими, з гніздами каоліну. Товщина їх 90—95 *м*. Ці пісковики Шульга зараховує до середнього кембрію на тій підставі, що в аналогічних відкладах середнього кембрію Сандомірського кряжа є багато органічних решток, зокрема середньокембрійських трилобітів.

Верхній кембрій на Волині, за даними Шульги, ніде не простежений в єдиному, безперервному розрізі. Там, де такий є, він виявлений пісковиком дрібнозернистим, тонковерствуватим, крихким, світлого забарвлення; алевролітами сірими чи сірозеленуватими, часом переверствованими з пісковиками і глиною темносірою з зеленуватим відтінком. В алевролітах виявлено рештки Lingulella sp. Потужність верхнього кембрію в західній Волині 160—165 *м*.

Кембрійські відклади у фації «синіх глин», на думку Шульги, поширені до м. Ровна. Тут до них приурочені проверстки з фосфоритами, констатованими в районі с. Хотина на Горині. Вони відповідають, начебто, фосфоритоносним нижньопалеозойським відкладам Поділля.

Таблиця 6

Схема стратиграфічного порівняння ранньопалеозойських відкладів Волино-Поділля і інших районів Російської рівнини
(П. Л. Шульга, 1952)

Загальна схема			Місцеві стратиграфічні схеми				
Система	Відділ	Ярус	Поділля	Волинь	Північний захід Російської платформи	Келецько-Сандомірський кряж	Центральна частина Російської платформи
Кембрійська Cm	Верхній Cm_3		Перерва?	Пісковики, алевроліти і глина з Lingulella sp.	Оболові або унгулітові пісковики	Сланці, граувакки і кварцити з Lingulella sp., Olenus sp.	?
	Середній Cm_2			Пісковики світлосірі	Фукоїдні пісковики	Кварцити лисогірські і пісковики фукоїдні з Paradoxides	?
	Нижній Cm_1		Ушицька світа (фосфоритовмісна)	Пісковики з глауконітом, «синя глина» з фосфоритами з Platisolenites antiquissimus, пісковики з сірими глинами	Еофітовий пісковик «Синя глина» Ламінаритова глина	Пісковики і зеленуваті граувакки з Olenellus	«Синя глина» з Platisolenites antiquissimus
Рифейська R			Могилівська світа	Надефузивна товща (4-й горизонт острозької серії за Самсоновичем)	довські шари		
			Перерва	Ефузивна товща (3-й горизонт острозької серії)	Перерва ?		Різнобарвні піски, глини й пісковики
				Підефузивна товща (1-й, 2-й горизонти острозької серії)			

Кембрійські, як і більш давні, рифейські, відклади вивчені ще недостатньо. Надто нечисленні палеонтологічні знахідки в них не обгрунтовують ще достовірності їх стратиграфічного поділу. Однак сам факт значного поширення осадочних ранньопалеозойських відкладів на кристалічному фундаменті південного заходу Російської платформи має винятково велике наукове значення. Він істотно доповнює відому раніш історію геологічного розвитку території Української РСР.

Порівняння стратиграфії ранньопалеозойських відкладів західної частини УРСР з тими ж відкладами інших районів Російської платформи поки що дуже утруднене. Один з можливих варіантів показано в схемі табл. 6.

Ордовицька система

В схемі стратиграфічного поділу осадочних відкладів УРСР ордовицьку систему виділено в останній рік. Досі наверствування її описувалися як нижній відділ силурійської системи.

Поширені ці відклади лише на Волино-Поділлі. Вони залягають трансгресивно на відкладах ушицької світи в Придністров'ї, на кембрійських синіх глинах в басейні р. Горині та на пісковиках верхньокембрійського віку в західних районах Волині. Поверхня ордовицьких відкладів розмита. Незгідно їх вкривають верстви силурійського віку.

В складі ордовицької системи Волино-Поділля виділяються знизу вгору верстви ортоцератитові і глауконітові, ехіносферитові та молодівський горизонт. Вони, відповідно, порівнюються з наверствуваннями *аренінгського, ландейльського* та *ашгільського* ярусів міжнародної стратиграфічної шкали.

Відклади ордовицької системи відслонюються на правому березі Дністра між гирлами річок Рестева і Молодова та по долинах лівих приток його — Тернави і Студениці. В західній частині Волині та в басейні р. Горині ордовицькі відклади виявлені в свердловинах. Найповніший розріз ордовицьких відкладів установлено в свердловині с. Підгородного, на захід від Ковеля. Потужність їх близько 40 *м*. Залягає ордовик, за даними П. Л. Шульги, на глибині 320,65—364,45 *м*. В складі ордовицької системи виявлені верстви сірого кристалічного вапняку з прошарками оолітового (сочевичні верстви). Нижче залягають вапняки червонобурі, жовтобурі та фіолетові. В них часто зустрічаються рештки трилобітів — Asaphus sp., Piiomera sp., головоногих — Endoceras sp. та ін. Їх підстелюють щільні доломітизовані вапняки з глауконітом і, глибше, пісковики глауконітово-кварцові темнозеленого кольору. В підошві ордовику залягають кембрійські відклади.

В басейні Горині до ордовицької системи належать кристалічні вапняки, що донизу поступово переходять у вапняковисті пісковики з глауконітом.

В Придністров'ї ордовицькі відклади представлені верствами молодівського горизонту. Вони залягають на розмитій поверхні піщано-глинистих верств ушицької світи і вкриваються карбонатними відкладами ландоверського ярусу силурійської системи. Потужність ордовику там не перевищує 3,5 *м*.

В складі молодівського горизонту переважають вапняковисті пісковики жовтобурого кольору. Вище вони переходять у кристалічні вапняки. Місцями пісковики конгломератовидні. В цих відкладах часто зустрічаються рештки викопних організмів, серед яких, за визначенням О. І. Никифорової, виявлені Orthis sp., Strophonema sp., Illaenus sp., Diplotrypa petropolitana N i c h., Hemiphragma rotundatum B a s s. та ін.

У верхніх верствах молодівського горизонту зустрічаються рештки Porambonites gigas S c h m., Lingula sp., Palaeohalisites parallelus S c h m., Triplecia insularis E i c h w. На цій підставі Никифорова порівнює молодівський горизонт з частиною лікгольмських верств ордовику Прибалтики.

Силурійська система

Силурійська система відкладів поширена на південний захід від Українського кристалічного щита, на всьому протязі від Полісся до Чорного моря. На більшій частині свого поширення ці відклади прикриті потужними верствами молодших наверствувань і на поверхню виходять порівнюючи рідко.



Рис. 16. Відслонення кембрійських та силурійських відкладів на лівому березі Дністра.

Переважна більшість відслонень силуру відома в Придністров'ї, де його верстви виходять по глибоких долинах лівих приток Дністра. Західна межа поширення силурійських відкладів проходить по р. Серету (лівій притоці Дністра). Західніше силурійські відклади прикриті молодшими наверствуваннями і занурюються в напрямку Галицько-Волинської синеклізи. Східна межа поширення силурійських відкладів збігається з західним краєм Українського кристалічного щита.

Безпосереднє налягання силурійських відкладів на докембрійський кристалічний фундамент можна бачити по долинах рр. Лядови, Мурафи, Тростянця, Немії, Дерла, Русави, Дністра та ін. Підстелюють силурійські відклади ордовицькі або кембрійські породи. В покрівлі силуру на Придністров'ї залягають верстви крейдової системи з різкою поверхнею незгідності. В напрямку Галицько-Волинської западини силурійські відклади занурюються під девонські (рис. 16).

В межах площі, де силур відслонений, верстви його залягають спокійно. В них бачимо тільки малопомітний спад на південний захід. Останній не перевищує 10° і, очевидно, є природним кутом похилу порід, що наближається до абразійної кривої узбережної морської смуги, в межах якої акумулювалися силурійські відклади.

Силурійські відклади на Поділлі вперше описав Г. К. Бльоде. В 1842 р. він надрукував геологічну карту Поділля, на якій виділив відклади силурійської системи. В 1846 р. Е. І. Ейхвальд дав відомості про

скам'янілості з силурійських відкладів і провів порівняння силуру Придністров'я та Прибалтики. В 1862 р. Р. Ремер опублікував списки скам'янілостей з силуру Поділля і на підставі палеонтологічних даних виділив відклади венлокського і лудловського ярусів верхнього відділу силурійської системи.

Перший етап вивчення силурійських відкладів Поділля в 1866 р. підсумував К. Малевський. Він виділив основні фації силурійських відкладів у Придністров'ї і довів одночасність відкладення різних типів наверствувань: вапнякових на заході, пісковикових на сході і сланцьових між ними. Малевський прийшов до висновку про зв'язок силурійського моря Поділля з прибалтійським. На підставі 118 визначень палеонтологічних решток він прийняв поширення на Поділлі венлокського і лудловського ярусів верхнього силуру, підтверджуючи тим дані Ремера.

Деякі визначення скам'янілостей, які дав К. Малевський, спростував Ф. Б. Шмідт (1874). Він твердив, що в складі силуру Поділля переважають лудловські відклади.

Після робіт Ф. Б. Шмідта відомості про силурійські відклади на Поділлі збирали В. Тейсейр, В. Шайноха та інші.

В. Шайноха[1] поділив силурійські відклади на чотири горизонти, які назвав за місцем їх поширення. Знизу вгору це: 1) верстви Скелі, 2) верстви Борщова, 3) верстви Чорткова і 4) верстви Івані, що поступово переходять у девонські відклади. Всі ці чотири горизонти, на думку Шайнохи, належать до лудловського ярусу.

В кінці минулого століття силурійські відклади Придністров'я докладно вивчив П. М. Венюков (1891, 1899). Його роботи значною мірою зберегли свою цінність до нашого часу. Він відзначив (1899, стор. 220), що силурійські відклади мають невеликий спад на південний захід. Силурійські вапняки Венюков поділяє на три горизонти. Перший — давніші відклади, поширені на південному сході, в околицях м. Студениці і Китайгорода. Найбільш північні місця, де виявлені ці відклади, є відслонення в сс. Врублівцях і Мар'янівці. З цих відкладів Венюков описує численні скам'янілості брахіопод.

Другий горизонт поширений між Врублівцями, Орининим на р. Жванці і Армянами на Смотричі. Серед порід другого горизонту переважають вузлуваті вапняки, а в верхній частині—мергелі та сланці. Із скам'янілостей для другого горизонту П. М. Венюков вважає головними рештки коралів і гастропод. Третій горизонт виражений вапняками, такими ж, як і другий, і з проверстками енкринітового вапняку. Серед скам'янілостей у породах третього горизонту переважають брахіоподи. Відклади окремих горизонтів зв'язані поступовими переходами. Всю товщу силуру Поділля Венюков відносить до верхів венлокського і лудловського ярусів і виділяє перехідні до девону верстви. На його думку, перелічені вище горизонти, виділені В. Шайнохою, відповідають: верстви Скелі — нижній, кораловій, частині другого горизонту, верстви Борщова і Чорткова — верхам другого і низам третього горизонтів. Наймолодші, верстви Івані утворилися одночасно з верхньою половиною третього горизонту, але виявлені там відкладами мілководної фації з рештками риб; іноді, як-от у Придністров'ї, відклади більш глибоководні. Венюков прийшов до висновку, що силурійське море Поділля спочатку мало широкий зв'язок з англо-скандінаво-російським басейном, пізніше, перед силурійсько-девонським часом, — з чеським.

Після робіт П. М. Венюкова, в 1906 р., палеозойські відклади Галицько-Волинської западини досить повно описав Й. Семірадський[1]. Він вперше приписав нижньосилурійський, частково кембрійський вік німим сланцям і пісковикам, що відслонені в районі Ямполя-Студениці на Поділлі. Згадує Й. Семірадський про наявність на Поділлі верств ландейльського і нижньої частини венлокського ярусів. Верхню частину подільського палеозою він відносив до середнього девону. Девонські відклади, за даними цього дослідника, поширені смугою, що проходить через м. Черче, Лянцкорунь (тепер с. Заріччанка), Гусятин. Від цієї смуги палеозойські відклади падають у напрямку на північний захід, утворюючи флексуру, або плоску антикліналь, що простягається на північний захід.

Найповнішу характеристику силуру Придністров'я дав В. Д. Ласкарєв (1914). Щодо стратиграфічного поділу силурійських відкладів Ласкарєв приєднується до П. М. Венюкова і вважає, що на Поділлі поширені верстви: 1) верхньовенлокські, 2) перехідні і 3) лудловські. Зокрема, в басейні рр. Ушиці й Калюсу, за даними Ласкарєва, залягають: 1) сланці, сіруватобурого кольору, більш-менш слюдисті, 2) пісковики середньо- і грубозернисті, сірі з бурими проверстками, 3) сланці зеленосірі, оливково-зелені або темнофіолетові.

Роботи В. Д. Ласкарєва завершують дореволюційний етап вивчення силурійської системи Придністров'я. У подальші роки вивчення геологічної будови цього краю ускладнилося. Систематичне дослідження силуру здійснювалось лише в радянській частині Поділля. Загальний огляд силурійських відкладів західного Волино-Поділля в 1929 р. дав Р. Козловський[2]. Він описує здавна відомі горизонти чортківський, борщівський та скельський.

Докладнішу схему стратиграфічного поділу силурійських відкладів на Покутті, правобережному Придністров'ї запропонував у 1931 р. Т. Васкауцану[3]. До нижнього силуру він відніс «пісковики Молодави». Верхньосилурійські відклади Васкауцану поділив знизу вгору на горизонти: 1) верстви Рестева, 2) нижні коралово-брахіоподові верстви, 3) верстви Хотина, що в верхній частині складені евриптерусовими верствами, 4) верхні коралово-брахіоподові верстви, 5) верстви Руготина, 6) сланці Опута і 7) пісковики Бабина. Межі між окремими горизонтами Т. Васкауцану обгрунтував не в достатній мірі.

Вивчення силуру Поділля провадив Р. Р. Виржиківський (1923, 1933). Він дав схематичний поділ пісково-сланцьової товщі силуру могилівського Придністров'я.

У 1932 р. Н. І. Ларін і Т. А. Светозарова розробили схему докладного стратиграфічного поділу пісково-сланцьової товщі силуру Придністров'я. Схема ця мала вузьке призначення — вивчення фосфоритоносності Придністров'я.

Перед Великою Вітчизняною війною О. К. Матвєєв (1940) дав загальний огляд стратиграфічного поділу силурійських відкладів у Задністров'ї. Він підтвердив основні положення щодо поділу силурійських відкладів, запропоновані Т. Васкауцану.

Спробу більш дрібної стратифікації силуру Поділля в 1935—1936 рр. зробив Л. Лунгерсгаузен.

Дальше опрацювання схеми стратиграфічного поділу силурійських відкладів Придністров'я здійснили в 1942 р. О. І. Никифорова і Л. Лунгерсгаузен.

---

[1] W. Szajnocha, O stratygrafii pokładów sylurskich galicyjskiego Podola. Sprawozd. Komis. fizyogr. Akad. Um. w Krakowie, t. XXIII, 1889.

[1] J. Siemiradzki, Monografia warstw paleozoiczkych Podola, Sprawozd. Komis. fizyogr. Akad. Um. w Krakowie, t. XXXIX, 1906.

[2] R. Kozłowski, Les brachiopodes gothlandies de la Podolie Polonaise. Paleont. Polonica, t. 1, 1929.

[3] Th. Vascauţanu, Les formations siluricus de la Rive Roumaine du Dnister, Ann. Inst. geol. at Roumâniel, v. XV, 1931.

За даними Никифорової, розріз силуру Поділля починається з нижньосилурійської потужної світи тонких плямистих сланців, на яких лежить пісковик з Chasmops ex gr. maximus sp., Modiolopsis sp. та ін. Верхній силур Поділля представлений ярусами: ландоверським, венлокським, лудловським і даунтонським, з відповідними до них горизонтами Поділля, що носять назви місцевостей, де вони виявлені. Нижній — *китайгородський горизонт*, потужн. 30—40 *м*, складений грудкуватими вапняками Студениці і Китайгорода з рештками Parmorthis elegantula, Platystrophia ex gr. dentata, Sowerbyella transversalis, Anastrophia defleta var. podolica, Wilsonella davidsoni, Atrypa inbricata, Spirifer radiatus та грудкуватими вапняками з проверстками сланців околиць Черчого у верхній частині з банками Pentamerus laevis. Венлокський ярус починається *мукшинським горизонтом*, потужн. 12 *м*. Його складають відслонені в околицях Мукші вапняки з строматопорами, мергелі з Leptaena rhomboidalis та вапняки з нижньої частини розрізу околиць Думанова з Uncinulus stricklandi. Вище лежить *устівський горизонт*, потужн. 9—10 *м*. Він представлений доломітовими сланцями і мергелями з Eurypterus sp., остракодами і поширений в околицях с. Устя, Кам'янця-Подільського, сс. Армян, Думанова, Черчого та ін.

Подальший, *малиновецький*, або перший кораловий, *горизонт*, потужн. 45—50 *м*, зверху виявлений грудкуватим вапняком з Chonetes striatella, Rynchospirina baylei, Spirifer elevatus та ін., коралами, остракодами, поширеними в околицях Малинівців, Гринчука і Ланівців. Під цими відкладами лежать строматопорово-коралові вапняки Кам'янця-Подільського і Сатанова, Устя та Мукші. З решток організмів у них важливі: Conchidium pseudoknighti, Dolerorthis rustica, Gypidula goleata.

Нижня частина лудловського ярусу виділяється під назвою *скельського*, або другого коралового, *горизонту*, потужн. 60—65 *м*. Він, як і підстелюючий його горизонт, виявлений вгорі строматопорово-кораловими і остракодовими вапняками та мергелями, відслоненими по нижньому Збручу, біля Скелі, Гусятина, Білівців, Дзвенигорода і Трубчина, вапняками з Camarotoechia nucula, Lissatrypa linguata, Spirifer crispus, Dayia navicula, Protathyris didyma, остракодами, і доломітовими верствами, відслоненими в околицях Ісаківців, Браги і Жванця.

Верхня частина лудловського ярусу описана під назвою *борщівського горизонту*, потужність якого 80—90 *м*. Він складений сіруватожовтуватими глинистими дрібнощебінчастими сланцями з тоненькими проверстками вапняків, з рештками Rhipidomella frequens, Dalmanella elegantuloides, Camarotoechia fabra, Spirifer angustiplicatus, відслоненими по Дністру, в Усті, Борщові, Коралівцях тощо. Ці відклади на лівому березі Дністра вище Худківців підстелені тонкоплитчастими вапняками, переверствованими з сланцями, в яких є рештки Septatrypa secreta. Даунтонський ярус верхнього силуру, який на Поділлі вкритий товщею девонських червоних пісковиків, виділено під назвою *чортківського горизонту*. Його потужність 50—150 *м*. Цей горизонт являє собою переверствування сірозелених сланців з верствами світлосірого грубокристалічного вапняку з Mutationella podolica, Spirifer angustiplicatus var. zaleszczykiensis, відслоненими по Дністру в околицях Синькова, Кутьківців, Добровлян, Залещиків, по р. Серету в околицях Чорткова, Милівців, Лісівців.

Схема стратиграфічного поділу силурійських відкладів Поділля, розроблена О. І. Никифоровою, найбільш повно відбиває сучасні дані про наверствування його у Придністров'ї. Вона й покладена в основу огляду силуру по окремих регіонах (табл. 7).

Після робіт О. І. Никифорової матеріал про поширення і стратиграфію силурійських відкладів у західних областях нагромаджується й далі.

Таблиця 7

Схема стратиграфічного поділу силуру Поділля (О. І. Никифорова, 1954)

Яруси	Під'яруси	Горизонти	Відклади	Характерні скам'янілості	Умови відкладання осадків
Девон			Давні червоні пісковики	Cephalaspis tyelli Pteraspis sturi	Лагунні і прісноводні басейни
Лудловський	Верхній	Чортківський	Перша пачка червоних пісковиків	Риби	
			Глинисті, трохи слюдисті сланці сірозеленого забарвлення з проверстками щільного кристалічного вапняку	Mutationella podolica, Spirifer angustiplicatus var. zaleszczykiensis	
				Пелециподи, тентакуліти, цефалоподи	
				Protathyris praecursor, Mutationella podolica, Spirifer angustiplicatus	Поступове обміління басейну
					Посилення приносу грубозернистого матеріалу, особливо під кінець силурійського періоду
			Чергування тонких плитчатих вапняків (черепашників) з глинистими і піскуватими сланцями	Пелециподи, тентакуліти	
				Mutationella podolica, Spirifer angustiplicatus, Stropheodonta subinterstriatis var. seretensis, Wilsonella tarda, тентакуліти, пелециподи, цефалоподи	
		Борщівський	Переважно тонкі глинисті сланці з лінзами або тонкими, що виклинюються, проверстками мергелистих вапняків, часто переповнених рештками брахіопод	Stropheodonta subinterstriatis, Schellwienella praeumbraculata, Spirifer angustiplicatus, Camarotoechia carens	
			Тонкоплитчаті глинисті сланці, переверствовані з тонкими, що виклинюються, проверстками вапняку	Parmorthis elegantuloides Isorthis szajnochai, Rhipidomella frequens, Plactodon tamaria, Wilsonella tarda, Spirifer laetus	Мілководний басейн з великим приносом дрібнозернистого теригенного матеріалу. З уповільненням приносу теригенного матеріалу розвивається рясна фауна брахіопод
			Тонкоплитчаті щільні вапняки з тонкими проверстками глинистих сланців	Clarinda pseudolinquifera, Septatrypa secreta	Збіднення донної фауни, зникнення коралів і строматопор

Яруси	Під'яруси	Горизонти	Відклади	Характерні скам'янілості	Умови відкладання осадків
Лудловський	Нижній	Скельський	Тонкоплитчаті мергелисті вапняки Переверствування тонкоплитчатих коралових вапняків і проверстків мергелю з остракодами Грудкуваті глинисті вапняки, грубоплитчаті строматопорові вапняки, глинисті сланці, мергелі, глинисті вапняки, плитчасті доломіти	Dayia navicula, Spirifer magnus, Atrypa reticularis var. dzwinogrodensis, Amphillum socialis, Stromatopora typica Actinostroma podolica, Protothyris didyma Строматопори Остракоди Rhynchospirina baylei	Мілководний басейн з фауною колоніальних коралів Чергування вапняків і мергелю Обміління басейну, утворення лагун. Збільшення солоності, збіднення фауни
Венлокський	Середній, Верхній	Малиновецький	Товща грудкуватих мергелистих вапняків з пачками глинистих сланців і проверстками кристалічних коралових вапняків	Chonetes zbruzcensis, Wilsonella Wilsoni, Camarotoechia nucula, табуляти, ругози, строматопори, моховатки, наутилоїдеї	Мілке море, нормальної солоності
	Нижній	Устівський	Тонкозернисті плитчаті доломіти, мергелі і глинисті сланці. Рідко проверстки вапняків	Eurypterus podolicus	Різке обміління басейну, утворення лагун
		Мукшинський	Кристалічні вапняки, місцями доломітизовані і мергелисті	Parmorthis crassa, Leptaena rhomboidalis, Uncinulina Stricklandi та ін.	Неглибокий морський басейн
Ландоверський	Верхній	Китайгородський	Пентамеровий черепашник Переверствування вапняків з глинистими сланцями — підгоризонт Рестева	Pentamerus oblongus, Dolerorthis rustica, Anastrophia podolica, Barrandella linguifera	Неглибоке море
	Нижній		Плитчасті щільні вапняки з проверстками глинистих сланців	Bilobites bilobus, Atrypa analoga	Неглибоке море з мулистим дном
Ордовик			Вапняки піскуваті Пісковики карбонатні Товща зеленуватосірих глинистих сланців з проверстками пісковиків; у верхній частині пісковик глауконітовий	Porambonites, Triplecia та ін. Фауни немає	Мілке море, умови нормальні Неглибокий басейн

Г. Х. Дікенштейн (1950) вважає, що відклади, відслонені в районах Ізяслава, Славути, в Острозькому, Хотинському та інших районах, що їх раніше В. Д. Ласкарєв відносив до девону, а Д. М. Соболєв — до еокембрію, належать до лядівської світи нижнього силуру Поділля. З калюською світою Придністров'я Дікенштейн порівнює верхні верстви Хотина, які вміщують стяжіння фосфориту, і потужну сланцьову товщу, виявлену свердловиною в м. Городищі. Вапняки, виявлені під час буріння в Потапівці, він відносить до нижньої частини верхнього силуру. Вапняки і пісковики з району Пелчі, на думку Дікенштейна, вже належать до середнього девону.

У своїх пізніших дослідженнях Г. Х. Дікенштейн розглядає питання загальної стратиграфії нижнього палеозою Придністров'я. За його твердженням (1953, стор. 11), на Поділлі виявлені відклади кембрію й нижнього силуру в такому складі: I — *лядівська світа,* з горизонтами: 1) ольчадаївським, 2) ломозівським, 3) іраклїівським, 4) яришівським, 5) мерешівським; II — *калюська світа,* з горизонтами: 1) минько-вецьким, 2) соколецьким, 3) комарівським, 4) молодівським, що зарахований до нижнього силуру. До верхнього силуру він відносить: III — *смотрицьку світу,* в якій виділяє: 1) китайгородський горизонт, з рестевськими і грушевецькими верствами, 2) мукшинський горизонт, 3) устівський горизонт, 4) малиновецький горизонт, 5) скельський горизонт, з верствами ісаківськими, григорадськими, рашківськими та волковецькими; IV — *нічлавська світа,* в складі: 1) борщівського горизонту, з верствами мельницькими і митківськими; горизонти 2) костельниківський і 3) залещиківський.

Світи, горизонти й верстви, перераховані Г. Х. Дікенштейном, носять назви притоки Дністра і населених місць, де вони виявлені. Більшість цих стратиграфічних підрозділів виділена за літологічними ознаками і палеонтологічними даними не підтверджена.

Питання стратиграфії палеозойських відкладів у межах Галицько-Волинської синеклізи останніми роками грунтовно вивчає П. Л. Шульга (1952). За її спостереженнями, силурійські відклади широко представлені в західних районах Волині. Зокрема, на заході і південному заході від м. Ковеля установлені обидва — нижній і верхній — відділи силурійської системи. Нижній силур (ордовик) в околицях с. Соловичів і в районі с. Підгородного підстелюється пісковиком верхнього кембрію, з яким він контактує досить різко, і незгідно перекривається верхнім силуром. Потужність його 15—45 *м.* Склад нижнього силуру характеризують знизу вгору: пісковик глауконітовий темнозеленого кольору, далі — глауконітовий вапняк, сірий, доломітизований, кристалічний. Вище забарвлення вапняку змінюється на червонобуре, фіолетове. У вапняку багато решток трилобітів і головоногих молюсків. Верхню частину нижнього силуру складають сірі вапняки з рештками брахіопод, як-от Orthis calligrama D a l m. та ін. Серед них виявлено два проверстки оолітового жовтобурого залізистого вапняку, які П. Л. Шульга порівнює з «сочевичними» верствами Прибалтики. Верхні частини нижнього силуру Волині, на думку Шульги, розмиті. Розмиви місцями цілком знищили нижньосилурійські відклади. Тоді верхній силур безпосередньо залягає на кембрії, як це спостерігається в м. Олеську. Верхній силур, аналогічний за складом силуру Поділля, виявлений у свердловині в околицях цього ж міста. Загальна потужність силуру там 650 *м* і в його складі простежуються горизонти: китайгородський, мукшинський, устівський, малиновецький, скельський, борщівський і чортківський. Північніше широти Володимира-Волинського відклади верхнього силуру виявлені в околицях Ковеля. Китайгородський горизонт у цьому районі складений органогенно-уламковими, глинистими вапняками з проверстками глинисто-карбонатних сланців. У них відомі рештки Bilobites

bilobus L., Sowerbyella mullochensis Reed, Encrinurus punctatus Wahl. та ін. Устівський горизонт представлений темним мергелем з рештками Pterygotus sp. Вищі горизонти верхнього силуру, за даними Шульги, складені з таких порід: малиновецький — сірі й темносірі, часто грудкуваті вапняки з рештками дрібних брахіопод та коралів; скельський горизонт складений вапняками сірозеленуватими мергелистими, органогенно-черепашковими, глинистими жовтого або сірого кольору, кристалічними. Серед вапняків цього горизонту виявлений проверсток вулканічного туфітового матеріалу. Проверстки туфіту у верхньосилурійських відкладах в околицях с. Боцянівки, Ровенської області в 1939 р. виявив З. Суйковський. У вапняках є значна кількість решток Rhipidomella stasziei Kozl., Spirifer cf. magnus Kozl., Leptaena rhomboidalis Wilsek, Daya navicula Sow. та ін.

Верхньосилурійських відкладів, молодших за скельський горизонт, на західній Волині немає. Силурійські відклади в західній Волині, за даними Шульги, виповнюють синклінальні заглибини і перекриваються сеноманом.

Останніми роками велика увага приділяється вивченню скам'янілостей силурійських відкладів. В. Н. Рябінін (1953) вивчив рештки строматопороїдей верхнього силуру Поділля по окремих горизонтах, які виділила в 1948 р. О. І. Никифорова. Він описав численних представників Actinostromidae nicholsoni, Actinostroma cf. pexisum Jav., A. gorskyi Rjab., A. jakovlevi Rjab. A. mukschiense Rjab., A. incrustans Rjab., A. nikiforovae Rjab, A. dnestriense Rjab., A. ustiense Rjab., A. intermedium Jav., A. intertextum Nichols., A. sociale Rjab., A. astroites (Ros.), A. skolense Rjab., Clathrodictyon striatellum Orb.), Cl. microstriatellum Rjab. та ряду інших; родини Labechia: Labechia cf. conferta Lonsd., Rosenella sokolovi Rjab., Lophiostroma smotritschiense Rjab.; викопних представників родини Stromatopora, як Str. landoverensis Rjab., Str. pseudotuberculata Rjab. та ін.

На підставі палеонтологічних даних В. Н. Рябінін підтверджує висновки О. І. Никифорової про те, що китайгородський горизонт можна порівнювати з ландовером Англії, мукшинський горизонт — з низами венлоку, низи й середню частину малиновецького горизонту — з верхами венлоку; верхи цього горизонту з строматопороїдеями тяжать до низів скельського горизонту, їх можна порівнювати з низами лудловського ярусу, як верстви скельського горизонту.

В. Н. Рябінін приходить до висновку, що малиновецький горизонт, на підставі вивчення його строматопороїдей, можна поділити на три частини — нижню, середню і верхню. Нижню частину становлять строматопорово-коралові вапняки, а верхню — грудкуваті вапняки. Порівнюючи склад строматопороїдей з силуру Поділля і Естонії, Рябінін приходить до висновку, що, хоч в них і є спільні форми, в цілому видовий склад строматопороїдей різний. Це, на його думку, пояснюється тим, що силурійське море Естонії було мілкіше, ніж море Поділля. В останньому були сильні підводні течії, які часто зривали ценостеуми строматопороїдей з місць їх закріплення і обкатували та дробили їх.

У складі скам'янілостей, що їх виявляють у наверствуваннях силурійської системи УРСР, вивчають представників раніш не відомих на Поділлі груп організмів, що мають важливе значення для висвітлення палеогеографії Поділля у силурійський період. Серед таких скам'янілостей великий інтерес становлять граптоліти.

Недавно О. С. Вялов, Г. Х. Дікенштейн і А. М. Обут (1954) повідомили про знахідку граптолітів у темносірих глинистих сланцях з околиць Чернівців, які порівнюються з верхньою частиною смотрицької світи р. Дністра — волковицькими верствами скельського горизонту за схемою Г. Х. Дікенштейна, що належать до нижньої частини лудловського ярусу.

Серед граптолітів визначені рештки монограптусів і уламки рабдосом ліпограптусів.

Підсумовуючи стан вивченості наверствувань силурійської системи УРСР, слід відзначити особливу повноту її розрізу. Глибокі свердловини з кожним роком виявляють силурійські відклади в нових районах. Тепер доведено, що наверствування силурійського віку утворюють суцільне облямовання західної частини Українського кристалічного щита і дуже поширені між кристалічним щитом, Карпатами і Добруджею. На всьому цьому великому просторі вони складені платформеними формаціями — відкладами епіконтинентального моря.

Девонська система

Девонські відклади на території Української РСР мають дуже велике поширення. Глибоке буріння з кожним роком повніше розкриває картину географічного розміщення девонських відкладів і поповнює відомості про їх стратиграфію.

В розміщенні девонських відкладів у південно-західній частині Російської рівнини виявлена певна закономірність. Вони утворюють обширні поля на схід і на захід від Українського кристалічного щита — в межах Дніпровсько-Донецької западини і Галицько-Волинської синеклізи. Відслоненість відкладів девонської системи незначна. Вони виступають на денну поверхню лише вздовж південної частини Донецького кряжа і утворюють неширoку смугу вздовж західного схилу Українського кристалічного щита. На решті території республіки девонські відклади залягають нижче базису ерозії і виявлені тільки свердловинами.

Рівень вивчення девонської системи УРСР досить високий. Проте багато питань стратиграфії, літофацій і закономірностей осадконагромадження у девонському періоді ще потребують дальшого дослідження.

Найперше девонські відклади були виявлені і описані у південному Донбасі. В 1886 р. з'явилось повідомлення Ф. М. Чернишова про те, що В. О. Домгер знайшов в околицях с. Ново-Троїцького у щільному вапняку рештки брахіопод явно девонського вигляду. В 1892 р. Ф. М. Чернишов, М. Й. Лебедєв і Л. І. Лутугін докладніше висвітлили залягання девонських відкладів, в яких були знайдені відбитки рослин. Серед них І. Ф. Шмальгаузен (1894) визначив представників верхньодевонської рослинності. Пізніше він спеціально вивчав девонську флору південного Донбасу. Найцікавіші знахідки решток рослин трапляються біля гирла р. Мокрої Волновахи, недалеко від с. Каракуби. Тут є численні відбитки стебел та обривків листя папоротеподібних рослин і особливо часто зустрічаються рештки рослинного насіння. Шмальгаузен визначив серед решток девонської рослинності археоптерисів, димериптерисів, сфеноптерисів і лепідодендронів.

До Великої Жовтневої соціалістичної революції девонські відклади більш докладно не вивчались. Дальше дослідження їх почалося лише в роки радянських п'ятирічок.

Вказівки на наявність девонських відкладів на захід від межі Українського кристалічного щита відомі з кінця минулого століття, зокрема з робіт П. М. Венюкова, П. Я. Армашевського (1898).

На початку XX ст. Д. М. Соболєв (1909, 1911) порівняв середньодевонські вапняки Дубненського району з горизонтами, які в межах Келецько-Сандомірського кряжа лежать між кальцеоловим і стрингоцефаловим ярусами. В. Д. Ласкарєв (1904) відзначив поширення палео-

зойських відкладів на Заславщині. За його даними, палеозойські відклади Дубенщини цілком тотожні з такими ж відкладами Заславського району. На підставі знайдених у вапняку скам'янілостей він визначив вік палеозойських відкладів цих районів як нижньодевонський. Пізніше (1914) Ласкарєв дав докладну палеонтологічну характеристику девонських відкладів, поширених у басейні Горині.

У подальшому вивчення девону західної частини УРСР відновлюється в роки радянської влади.

В кінці минулого століття у свердловинах на воду в ряді місць були виявлені континентальні відклади, які лежать на нерівній поверхні кристалічних порід. Представлені вони червоними глинами та пісками з галькою. Особливо докладно ці відклади були вивчені в свердловинах Києва, Канева (Трощина), Пересажа. П. А. Тутковський і І. Ф. Сінцов у 1905 р. під'юрські континентальні відклади району Харкова віднесли до верхньої пермі; П. Я. Армашевський відносив їх до девонської системи.

В 1941 р. з свердловини в Каневі нами була виявлена окатана черепашка мурчісонії пермського вигляду. З приводу всього комплексу континентальних відкладів усіх цих районів А. Д. Архангельський в 1934 р. прийшов до висновку, що нема ніяких доказів того, що породи, зустрінуті в свердловинах під юрськими відкладами в Київському та Канівському районах, належать до девону; з однаковим правом їх можна вважати за континентальні відклади як тріасового періоду, так і всього палеозою, тим більш, що літологічно вони нагадують тріас і перм Донецького басейну.

Аналіз цих відкладів наводиться нижче, в описі геологічної будови Дніпровсько-Донецької западини.

В роки радянської влади девонські відклади УРСР вивчалися дуже докладно. Першу обгрунтовану схему стратиграфічного поділу девонських відкладів південної частини Донецького кряжа дав А. П. Ротай (1934). За його висновками, на південному Донбасі виявлені відклади лише верхнього девону. Останній поділяється на три горизонти: D_3^a — білий девон; D_3^b — бурий девон і D_3^c — сірий девон. Формування девонських відкладів на південній окраїні Донбасу Ротай уявляє собі так. Після відкладання аркозових пісковиків, сланців та вапняків світи D_3^a настав континентальний режим з вулканічною діяльністю, ознаки якої проявляються до кінця девону; нижньокам'яновугільні відклади на девонські, за його висновками, налягають згідно.

Ю. М. Пущаровський (1947) ділить білий девон за літологічними ознаками і палеонтологічними даними на дві серії: нижня — піщано-аргілітова, верхня — аргілітово-вапнякова. Піщано-аргілітова серія належить до верхів середнього девону, а верхня — до верхнього девону. На білому девоні лежить покрив з осно́вних лав — авгітів, порфірів та їх вулканічних брекчій чорного чи темнобурого кольору. Корені покривів мають вигляд діабазових жил і штоків, які інтрудують відклади білого девону. Порфірити лежать на розмитій поверхні і становлять цілком виразну товщу. Вулканічний покрив, за Пущаровським, поділяється на два відокремлені комплекси, перший з яких становить покрив з осно́вних лав. Після їх виверження формувалися товщі, у будові яких поряд з осадочними відкладами беруть значну участь вулканогенні утворення кислого складу: лави типу ортофірів і їх туфи, «вулканічні брекчії». Нижню частину цих відкладів в районі Каракуби — бурий девон — складають конгломерати, коричньовобурі, зелені глини, пісковики, в тому числі поліміктові їх відміни, і туфогенні породи, потужністю близько 150 *м*. Верхню частину складає сірий девон. В основі цього типу осадків по р. Мокрій Волновасі лежать плитчасті туфи з рослинними рештками; вище залягають поліміктові

пісковики і конгломерати з великою кількістю гальки ефузивів і кварцовим цементом, теж з рослинними рештками. Серед цих відкладів виявлено проверсток кристалічного туфу — ортофіру. Ще вище залягають верстви з сірих аргілітів, кварцитоподібних пісковиків, конгломератів з каоліновим і залізистим цементом. Вони переверствовані з сірими аргілітами або сланцями, в яких виявлено рослинні рештки. У верхній частині серії переважають аркозові пісковики і конгломерати, переверствовані з сланцями, туфами і туфогенними пісковиками. Потужність світи — 450 *м*. І. Ф. Шмальгаузен і М. Д. Залеський визначили з цих відкладів рештки девонської рослинності, в тому числі Archaeopteris archaetypus Schm., Arch. fissilis Schm., Lepidodendron karakubense Schm. та ін. На цю світу кам'яновугільні відклади налягають у більшості випадків по поверхні розмиву. Девонські відклади у південному Донбасі залягають моноклінально і нахилені в бік Донецької западини.

В зоні налягання девону на докембрій Українського кристалічного щита моноклінальні структури ускладнені диз'юнктивними дислокаціями, виявленими системою розломів широтного простягання. Розломи, паралельні простяганню верств, розчленовують девон на ряд окремих блоків, які часто дають повторення розрізів. Більшість розломів виникла в період складкоутворення на Донецькому кряжі. За віком девонські відклади на південній окраїні Донбасу, за Ю. М. Пущаровським, представлені: живетським ярусом (D_2^2) — аркозові пісковики і кварцити, з рештками риб, франським (D_3^1) — сірі вапняки, сланці і, рідше, пісковики з Spirifer aff. altovae Nal., Athyris та ін. і D_3^{1+2} — авгітові порфірити, порфіритові лавобрекчії, діабази. Ці наверствування відповідають світам білого девону D_3^a. До фаменського ярусу зараховано D_3^2 — бурі, сірі аргіліти, пісковики, конгломерати, туфи і агломерати ортофірів, поліміктові пісковики — бурий девон D_3^b, та D_3^2 II — сірі й темні аргіліти, пісковики, поліміктові пісковики, трахіліпарити, туфи, агломерати ортофірів, туфи кварцових порфірів, конгломерати з галькою кварцу, ортофіру, осно́вних лав і інших вулканічних порід з рештками рослин. Цей комплекс відповідає сірому девону — D_3^c А. П. Ротая.

Рештки риб з нижньої частини розрізу девону південного Донбасу визначені Д. В. Обручевим (1947) як Coccosteus sp., Anticerchi sp., Osteolepis (?) sp., Laccognatus ? sp., Dipterus paueiporus Orb., що належать до фауни верхньої половини живетського ярусу середнього девону.

За повідомленням М. М. Карлова (1951), у верхній частині відкладів так званого сірого девону в південному Донбасі, по р. Гадючій знайдено такі рештки морської фауни: Lingula subparallela Sandb., Avicula (Leptodesma) aviculoides Wen., A. (Leptodesma) medlitzki Tschern., далі Adolfia aspera Scupin., Zimilia polonica Gürich. і Camarotoechia turanica Roman. На підставі цього сірий девон відносять до фаменського ярусу.

Петрографічні дослідження девонських вулканічних утворень у південному Донбасі в 1947 р. провадила І. Ф. Трусова. Слід також відзначити, що докладні характеристики їх дали В. І. Лучицький і І. С. Усенко.

В 1953 р. З. А. Мішуніна вносить у схему стратиграфічного поділу девонських відкладів південного Донбасу істотні доповнення. Вона виділяє ряд світ, яким надає географічні назви. За її даними, на нерівній поверхні гранітів Приазовського масиву лежить *миколаївська* світа. В нижній частині вона представлена конгломератом з уламків і гальки кварцу та польового шпату. Вище конгломерат переходить у грубозернистий косоверствуватий пісковик. Над пісковиками, складаючи верхню

частину світи, лежить зеленобура глина з проверстками доломітизованого вапняку і дрібнозернистого пісковика. У цих відкладах знайдено рештки дводишних і китичноперих риб. На підставі визначень Д. В. Обручева миколаївську світу слід відносити до верхньої частини живетського ярусу середнього девону.

Подальша, вище по розрізу, світа — *антонівська;* потужність її 17 *м*. Вона представлена кварцитовим грубозернистим, косоверствуватим пісковиком. *Волноваська* світа, яка лежить ще вище, в нижній своїй частині представлена сірими і зеленуватобурими глинами з про-



Рис. 17. Кряж з вулканічних порід у південній частині Донбасу. Басейн р. Кальміусу.

верстками вапняковистих доломітів і доломітизованих вапняків, серед яких є проверсток бітумінозного глинистого вапняку. У верхній частині світи лежить майже суцільна товща щільних, верствуватих, сірих, частково перекристалізованих вапняків, потужністю 40 *м*. У відкладах волноваської світи виявлені рештки одноманітної фауни, на підставі чого вік її визначається як верхньофранський (горизонт з Spirifer anossofi V e r n.). На розмитій поверхні девону, а також і на докембрійському фундаменті, стратиграфічно над волноваською світою, виділяється е ф у з и в н а с е р і я, виявлена лавами базальтової магми— авгітовими порфіритами і їх вулканічними брекчіями (рис. 17). Потужність її досягає 200 *м*. Товща відкладів, що лежить над цією серією, складена осадочними породами, серед яких поширені вулканогенні кристалічні і агломератні туфи ортофіру. Ця товща, на думку Мішуніної, відповідає бурому й сірому девону за поділом Ротая.

В її складі виділено кілька світ.

Стильська світа, потужністю 80 *м*, складена в нижній частині верствами ортофірових туфів з рослинними рештками і пачкою вапнистих глин та мергелів червонобурого кольору, і декількох проверстків туфогенних та поліміктових пісковиків. Ще вище лежать темні глини з окремими проверстками туфів та туфогенних пісковиків.

Каракубська світа, відповідна нижній частині сірого девону, складена з трьох пачок: конгломератів, що переходять у косоверствуваті різнозернисті поліміктові пісковики, вище — ущільнених глин червоного, зеленого або темнобурого кольору, і зверху—кристалічних та агломератних туфів. У складі конгломератів — галька кварцу, польових шпатів і ефузивних порід. Потужність каракубської світи — близько 85 *м*.

Дальша зверху, *комишеваська світа* має товщину 88 *м*. У нижній, більш потужній, частині ця світа складена пачкою верств польовошпатно-кварцових косоверствуватих пісковиків, в основі яких лежить конгломерат з крупними гальками кварцу, польового шпату і ефузивних порід. У товщі пісковиків є проверстки ущільненої глини червоного кольору і конгломератів. Ще вище лежать верстви червоної глини, далі кристалічні туфи ортофіру, потім пісковики з включеннями гальки ефузивних порід та верствою зеленуватобурої глини.

Вище від комишеваської світи, за даними Мішуніної, склад девонських відкладів значно міняється, і найбільш повний розріз їх виявлено в околицях Стили. В основі цієї серії відкладів лежить *бузинівська світа,* товщиною 30 *м*. Вона починається з потужної верстви конгломерату, в якому добре окатана галька туфів, кварциту і ортофіру. У верхній частині цієї світи поширені косоверствуваті кварцово-польовошпатові крупнозернисті пісковики з окремими уламками ефузивних порід. Вище розташована *новотроїцька світа,* складена в нижній частині темним доломітизованим вапняком з кількома проверстками мергелю і одним проверстком вапняковистого пісковика. Вище залягають мергелі, карбонатні глини з проверстками плямистого вапняку, з озалізненим оолітовим проверстком та окремими вапняковими конкреціями неправильно округлої форми. Ще вище лежить верства буруватого мергелю з фауною остракод. Завершується світа товщиною 40 *м* переверствованням темних бітумінозних вапняків і вапнякових глин, і в нижній частині його виявлено рештки великих натикоптисів. Потім ідуть суцільні вапняки турнейського віку.

Девонські відклади на північ від Донецького кряжа, в межах Дніпровсько-Донецької западини, на основі палеонтологічних даних вперше виявлені в 1936 р. в околицях с. Височок. Органічні рештки виявив у брекчіях камінної шапки (кепроку) Височківського соляного горба О. М. Куциба. Описали їх далі О. М. Куциба і П. Л. Шульга (1938). Вони прийшли до висновку про належність виявлених форм до верхньої частини франського ярусу, до євлановських верств. Д. Н. Назаренко виявив викопні рештки брахіопод на Слов'янському куполі в Донбасі і писав про наявність там верхньофранських відкладів (1939). Ц. Н. Пітковська (1940) повідомляла про такі ж знахідки із брекчій девону на Петрівському куполі із б. Орлової. Пізніше девонські відклади були виявлені численними свердловинами. Зокрема була встановлена наявність покладів солі, пов'язаних з девоном. Ряд дослідників— І. Н. Лобанов і А. Є. Юнгерман (1937), Д. М. Соболєв (1936)— відносили цю сіль до пермської системи. Але подальші роботи встановили значне поширення солевмісних девонських відкладів у межах Дніпровсько-Донецької западини. Разом з тим дещо розійшлися і погляди про їх вік.

А. Я. Стефаненко і О. С. Махнач (1952) доводять, що девонські відклади прилеглих до України районів Білоруської РСР є продовженням на південь Головного девонського поля. За літологічними ознаками виділяються три товщі: 1) *нижня строкатоколірна,* яка належить до середнього девону; 2) *карбонатна,* середня, що відповідає франському ярусу, і 3) *верхня строкатоколірна,* яка відповідає верхній половині франського і фаменському ярусам верхнього девону. В БРСР ці дослідники виділяли відклади середнього девону — живетський ярус і в його складі верстви терновські, наровські, лузькі, оредезькі, і верхнього де-

вону — від подсвятогорських до бугерських верств включно. Вони вважали, що в північно-західній частині Дніпровсько-Донецької западини можуть бути відклади фаменського ярусу, а вік солі приймали за середньодевонський. Пізніше Стефаненко і Махнач (1953) прийшли до висновку, що солевмісні відклади Дніпровсько-Донецької западини відносяться до фаменського чи, можливо, до самих верхів франського ярусу.

Питання віку солевмісної товщі девонської системи Дніпровсько-Донецької западини розглянув О. В. Фурсенко (1953). Найбільш давні її горизонти, за його даними, виявлені в Бобруйській області. Там, над пісковиковою товщею невідомого віку залягають «німі» відклади потужністю 250 *м*, які зараховані до девонської системи лише на підставі літологічних ознак. У нижній частині виявлені доломіти дрібнокристалічні або пелітоморфні. Потужність доломітової товщі 50 *м*. Вище лежать теригенні відклади потужністю близько 200 *м*, виражені, в основному, глинистими алевролітами і строкатоколірними глинами з прошарками дрібнозернистих пісковиків.

На строкатоколірних відкладах залягають тонкодисперсні глини з рештками Estheria vulgaris L u t k., що показують на нижньофранський — щигровський вік їх. Ще вище лежить товща німих доломітових мергелів, глини, глинистих алевролітів сірого, зеленого кольору та з проверстками ангідриту. Потужність її 220 *м*. На ній виявлені різно забарвлені вапняки з рештками продуктел, камаротехій, потім вапняки з Cytrospirifer archiaci M u r c h i s o n, що свідчать про нижньофаменський — задонський вік вміщаючих порід. У Поліській області, за даними Фурсенка, в основі розрізу девонської системи лежать німі строкатоколірні щільні глинисті алевроліти середнього і низів верхнього девону, вище—карбонатна товща, де виявлені нижньофранські—верхньощигровські брахіоподи, потім — середньофранська — семилукська фауна і далі—рештки, що свідчать про верхньофранський—воронезько-євлановський вік верств. Верхня частина карбонатної товщі належить до лівенських верств. Безпосередньо на лівенських вапняках лежить потужна товща кам'яної солі.

Питання стратиграфії девонських відкладів Дніпровсько-Донецької западини особливо докладно вивчала К. О. Новик (1952, 1954). В останній своїй праці вона, вслід за білоруськими геологами, виділяє в основі розрізу осадочних відкладів Дніпровсько-Донецької западини строкатоколірний континентальний пісковик потужністю 64—128 *м*. Вона вважає можливим порівнювати його з терновськими верствами живетського ярусу, але припускає, що краще відносити ці відклади до нижнього палеозою — чи то до нижнього кембрію, чи до рифею. Власне девонські відклади в Дніпровсько-Донецькій западині, за даними Новик, починаються з живетського ярусу середнього девону. До його складу вона зараховує підсольову товщу, складену з алевроліту, ангідриту, мергелю і пісковика, потужністю 90 *м*. Ці відклади Фурсенко відносить до нижньофранського (щигровського) горизонту. Над цими відкладами залягає соленосна товща, потужністю 438—1916 *м*. Середньодевонський вік соленосних товщ припускає також Н. Н. Тихонович.

Верхній девон в межах Дніпровсько-Донецької западини, за даними Новик, представлений франським і фаменським ярусами. Сюди відноситься карбонатна товща. Вона відома лише у вторинному заляганні, в складі брекчій на соляних куполах. Вік цієї товщі визначається як верхньофранський. На соленосних відкладах у Дніпровсько-Донецькій западині залягають глинисто-ангідритова і глинисто-мергелиста товщі. В нижній частині надсольової товщі виявлена псилофітова, а вище археоптерисова флора. Цю товщу К. О. Новик відносить до фаменського і верхньої частини франського ярусів, але не старіших за петінські верстви.

У складі девонської системи Дніпровсько-Донецької западини за допомогою глибоких свердловин були виявлені вулканогенні відклади, наявність яких передбачалась раніш (Бондарчук, 1946). Опис цих порід дали Л. Г. Бернадська, Т. Ю. Лапчик та І. С. Усенко (1954). Осадочно-ефузивна товща залягає на глибині 1587—2751 *м* і складається з покривів основних порід, що чергуються з верствами пірогенних кластолітів і нормальних осадочних порід. Вулканіти належать до диференційованих продуктів базальтової магми. На підставі порівняльного петрографічно-петрохімічного аналізу автори приходять до висновку, що ефузиви Чернігівського району належать до верхнього девону і є синхронними вулканогенним породам басейну р. Мокрої Волновахи, південної частини Донецького кряжа.

Детальне вивчення розрізу вулканогенної серії Чернігівського району дало підстави Т. Ю. Лапчик (1954) виділити в її межах: 1) н и ж н і й е ф у з и в н о-о с а д о ч н и й к о м п л е к с, що залягає на кристалічному фундаменті і являє собою чергування верств різної товщини нормальноосадочних, туфогенних і, в меншій мірі, ефузивних порід, загальною потужністю близько 220 *м;* серед нормальноосадочних порід виявлені вапняки, вапнякові аргіліти, доломіти та ангідрити, серед ефузивних порід — діабази; 2) н и ж н і й е ф у з и в н и й к о м п л е к с, представлений основними ефузивними породами типу базальтів, серед яких трапляються різновидності з мигдалекам'яною структурою; вони переверствовані з трьома пачками туфогенних порід типу туфопісковиків і туфобрекчій; потужність цього комплексу—340 *м;* 3) т у ф і т о в и й к о м п л е к с, потужністю 110 *м*, складений майже виключно туфогенними пісковиками, туфобрекчіями, туфоалевролітами з уламків основних ефузивів, переважно базальтів, скла і, рідше, спілітів; 4) в е р х н і й е ф у з и в н о-о с а д о ч н и й к о м п л е к с, що являє собою чергування нормальноосадочних та пірокластичних порід, загальною потужністю до 280 *м;* у верхній частині він складений нормальноосадочними породами типу аргілітів, глинистих пісковиків та вапняків; у вапняках знайдено рештки бухіоль, які, за визначенням Д. В. Наливкіна, відповідають формам, поширеним у доманікових верствах франського ярусу; 5) в е р х н і й е ф у з и в н и й к о м п л е к с, складений майже виключно ефузивно-виливними породами типу базальтів, туфів, туфолав та туфобрекчій, загальною потужністю близько 200 *м*. Т. Ю. Лапчик вважає, що ефузивно-виливні породи мають покривне залягання. У верхній частині верстви цього комплексу сильно засолені. Можлива синхронність цих відкладів з соленосними відкладами Дніпровсько-Донецької западини. На думку Лапчик, нижні чотири комплекси відповідають франському ярусу верхнього девону Російської платформи. Не виключена можливість, що нижня частина нижнього ефузивно-осадочного комплексу належить до середнього девону. Верхній ефузивний комплекс, імовірно, відповідає низам фаменського чи верхній частині франського ярусів.

Стратиграфію девонських відкладів Галицько-Волинської синеклізи докладно вивчали Д. Є. Айзенверг (1946, 1948, 1949) і П. Л. Шульга (1951, 1952). Айзенверг (1948) в описі девону, виявленого в свердловині Олеська, Львівської області, відзначив наявність органічних решток у часто бітумінозних вапняках. Серед скам'янілостей виявлені Spirifer. Cyrtospirifer) archiaci M u r c h., Camarotoechia з групи Livonica B u c h. та ін. На підставі палеонтологічних даних Айзенверг визначає вік порід з скам'янілостями як нижньофаменський, а найближчим аналогом їх вважає задонсько-єлецькі верстви воронезького розрізу.

За даними Шульги, в межах Волині і Поділля відклади девонської системи налягають на силурійські згідно. Перехід між цими системами

поступовий. Верхня межа девонських відкладів з кам'яновугільними також згідна.

До складу девонських відкладів Волині належать такі наверстування, за даними П. Л. Шульги. Нижній девон поширений на Поділлі і в південній частині Волині, приблизно до широти м. Володимира-Волинського. Він виявлений верствами червоного пісковика (old red), потужність якого в північних районах — 300 *м* — збільшується на південь і в Олеську досягає 450 *м*. За літологічними ознаками Н. А. Грибова поділяє нижній девон на дві світи: нижню — *городницьку*, і верхню — *бариську*. Із скам'янілостей у нижньому девоні Волині і Поділля відомі лише рештки панцирних риб Wejgeltaspis cf. acta B r o t z., Brachipteraspis cf. neinti B r o t z., Pteraspis cf. lerichia L y c h., Pt. brotzeni W h i t. та ін.

Середній девон на Волині та Поділлі, як вважає Шульга, представлений у нижній половині сланцями і пісковиками з проверстками доломітів. Верхню частину середнього девону складають верстви доломітів і вапняків, яким підпорядковані верстви глинистих сланців та пісковиків. У середньодевонських відкладах цього району багато скам'янілих решток коралів і брахіопод. Серед скам'янілостей описані Chonetes sarcinulata S c h l o t h., Productella subaculeata M u r c h., Alveolites suborbicularis L a m., місцеві варіанти Artrypa reticularis L. тощо. Потужність середнього девону досягає 170 *м*.

У складі верхнього девону Волині виділяються відклади франського і фаменського ярусів. У франському ярусі переважають верстви сірого кристалічного доломіту, часто з проверстками вапняків, глинистих сланців, пісковиків. Верхня частина ярусу складена переважно вапняками з проверстками доломітів. Глибина ярусу до 400 *м*. У цих відкладах виявлено рештки брахіопод, у тому числі Cysrtospirifer ex gr. verneuli M u r c h.

У складі фаменського ярусу переважають сірі, кристалічні, доломітизовані вапняки, потужність яких сягає 150—170 *м*. У вапняках часто зустрічаються рештки брахіопод. Особливо численні черепашки Cyrtospirifer і Productella.

На підставі головним чином палеонтологічних матеріалів подаємо тут порівняльну схему стратиграфії девонської системи окремих районів південної частини Російської платформи (табл. 8).

Як видно з цієї порівняльної схеми, для девону тут характерні такі загальні риси.

1. Нижній девон в межах УРСР поширений на захід від Українського кристалічного щита. Представлений він червоними пісковиками континентального походження. В цей час Український кристалічний щит, як і переважна частина прилеглих до нього територій Російської платформи, був областю денудації. Неясні ще палеогеографічні умови Дніпровсько-Донецької западини на початку девону. Найбільш імовірно, що в її межах в цей час нагромаджувались континентальні відклади, які далі були перекриті алеврито-піщано-мергельними відкладами підсольової товщі.

2. В середньому девоні море поширюється майже на всю територію УРСР поза межами Українського кристалічного щита і, почасти, на його окраїни. В межах Галицько-Волинської синеклізи характер відкладів істотно відрізняється проти інших територій. Морський басейн, поширений там, був, очевидно, тісніше пов'язаний з морським басейном західної Європи і мав зв'язок з девонським морем Російської рівнини.

3. Своєрідні умови встановилися в девонському періоді в Донбасі і в Дніпровсько-Донецькій западині. Вони в цей час становили єдину обширну область опускання. В межах південного Донбасу тепер відслонені лише узбережні фації верхів середнього і верхнього девону.

Таблиця 8

Порівняльна схема стратиграфічного поділу девонських відкладів у південно-західній частині Російської платформи

Уніфікована схема: Система	Відділ	Ярус	Стратиграфічні схеми окремих районів: Волино-Поділля	Келецько-Сандомірський кряж	Дніпровсько-Донецька западина	Донецький кряж	Центральна частина Російської платформи
Кам'яновугільна	Нижній C_1	Турнейський C_1^t	Пісковаті доломітизовані вапняки, пісковики, глинисті сланці та ін.	Верстви з Posidonomya	Темносірі глини і алевроліти	Вапняки	Мальєвко-мураєвнінська товща
Девонська	Верхній D_3	Фаменський D_3^2	Вапняки з Cyrtospirifer archiaci	Глинисті сланці з Clymenia humboldti	Глинисто-ангідритова і глинисто-мергельна товща з рештками псилофітів у нижній частині, археоптерисів у верхній частині. Вулканогенна серія	Сірий, бурий і білий девон: Новотроїцька світа, Бузинівська », Комишеваська », Каракубська », Стильська » (Ефузивна серія)	*Данково-лебедянські і єлецькі верстви*
		Франський D_3^1	Вапняки з Cyrtospirifer verneuili	Верстви з Rhynchonella cuboides	Карбонатна товща (Брекчії з Spirifer anossofi) Соленосна товща	Перерва *Волноваська світа* Глини, вапняковисті доломіти *Антонівська світа*	Євлановські, воронезькі, петінські верстви Семилукські і щигровські верстви
	Середній D_2	Живетський D_2^2	Доломітні вапняки, глинисті сланці і пісковики з Atrypa reticularis, Osteolepis macrolepidotus	Верстви з Stringocephalus burtini	Алевроліто-піщано-мергельна підсольова товща	*Миколаївська світа* Конгломерати, аркозові пісковики з рештками риб	Глини, пісковики, доломіти з лінгулами
		Ейфельський D_2^1		Мергелі і доломіти з Calceola sandalina			
	Нижній D_1	Кобленцький D_1^2	Червоні пісковики (old red); Бариська світа	Конгломерати Невахлова й Мідної гори, old red	Пісковики строкатоколірні, континентальні	Перерва	Перерва
		Жединський D_1^1	Городницька світа	Пісковики з плакодермами			
Силурійська	Верхній	Даунтонський	Чортківський горизонт	Граувакки, пісковики, конгломерати, сланці строкатоколірні			

Для області ж в цілому в той час були характерні умови, що сприяли нагромадженню солі. Спільні риси мали Дніпровсько-Донецька западина і Донецький кряж у наступному етапі їх геологічного розвитку. Тоді на величезних просторах від Чернігівської області на півночі до Приазовського масиву на півдні мала місце потужна вулканічна діяльність.

4. Завершилося формування девонської системи за умов загального наступу моря, що триває і на початку пізнішого, кам'яновугільного періоду.

Кам'яновугільна система

Відклади кам'яновугільної системи в межах Української РСР мають дуже велике поширення. На денну поверхню вони відслонюються лише на великих просторах Донецького кряжа. Під покривом молодших осадочних порід кам'яновугільні відклади виявлені в багатьох місцях Дніпровсько-Донецької западини. Ця територія поширення кам'яновугільних відкладів разом з Донецьким кряжем становить окрему геологічну провінцію — Великий Донбас. Другу окрему провінцію поширення кам'яновугільних відкладів являє собою Галицько-Волинська синекліза, в межах якої кам'яновугільні відклади вивчені лише в останні роки. В межах цієї провінції кам'яновугільні відклади повсюдно залягають нижче базису ерозії. Крім цих двох обширних територій розвитку кам'яновугільних відкладів, окремі відслонення їх відомі в Карпатах і, очевидно, в Криму.

Найперше кам'яновугільні відклади були виявлені в Донбасі. Перші відомості про наявність тут кам'яного вугілля відносяться ще до XVII ст. Вивчення Донецького кряжа починається з 1721 р., коли російський рудознатець Григорій Капустін виявив кам'яне вугілля по р. Кундрючій, притоці Дінця. В 1722—1724 рр. указами Петра I споряджалися спеціальні експедиції для виявлення і відбору проб кам'яного вугілля.

В ці ж роки вперше почали розробляти вугілля для потреб Бахмутських солеварень. Розробки здійснювалися під керівництвом Микити Вепрейського і Семена Чиркова. Значне використання кам'яного вугілля почалося з побудовою першого металургійного заводу в Луганську в 1795 р., і з того часу воно послідовно, з року в рік, збільшувалося.

Дальший етап геологічного вивчення карбону Донбасу починається з 1770-х рр., коли відомості про кам'яновугільні відклади в Донецькому кряжі почали збирати учасники великих, на той час, академічних експедицій П. С. Паллас (1773—1801 рр.), І. А. Гюльденштедт (1787—1791 рр.). Цей, давній, етап геологічного дослідження Донбасу завершився роботами Євграфа Петровича Ковалевського (1827, 1829). Він перший дав назву і характеристику Донецького кряжа як єдиного району, висвітлив стратиграфічну послідовність виявлених там свіг, їх літологічний склад і умови залягання. В його роботах докладно, як на той час, описані корисні копалини Донецького кряжа, зокрема кам'яне вугілля. Він склав першу геологічну карту цього кряжа.

Новий етап вивчення кам'яновугільної системи Донбасу починається з 1837 р., коли розпочала свою працю велика експедиція по вивченню півдня Росії в промисловому відношенні, організована А. М. Демидовим.

На геологічній карті, складеній експедицією, виділені такі формації: 1) дніпровська кристалічна, 2) кам'яновугільна, 3) рухлякова, бахмутська, 4) крейдова, 5) третинна, понтичного степу, 6) прісноводна, таганрозька, і 7) наносна, або алювіальна.

Доповнення в уявлення про кам'яновугільні відклади Донецького кряжа внесли роботи пізнішої великої експедиції 1840—1841 рр., в якій брав участь видатний вчений свого часу Р. І. Мурчісон (1849).

В результаті робіт експедиції було встановлено, що кам'яновугільні відклади в Донбасі поділяються на три відділи: нижній — з Productus giganteus, середній — з Spirifer mosquensis, і верхній — з Fusulina cylindrica. Мурчісон відзначив, що переважна більшість верств кам'яного вугілля в Донбасі належить до середнього відділу кам'яновугільної системи. Крім кам'яновугільних, у Донбасі тоді були виділені відклади пермські, юрські, крейдові, третинні.

В 1867 р. Н. Д. Борисяк обгрунтував поширення кам'яновугільних відкладів на північ і захід від Донецького кряжа, під молодшими нашаруваннями. Пізніші дослідження підтвердили його передбачення. За радянської влади велике поширення кам'яновугільних відкладів виявлено в процесі розв'язання важливої науково-господарської проблеми Великого Донбасу.

Дальший крок у вивченні кам'яновугільних відкладів Донецького кряжа становили дослідження, які провадились на виконання вказівок російського уряду про вивчення мінеральної сировини Донбасу для задоволення потреб капіталістичного виробництва, що розвивалося. Систематичні геологічні дослідження в 1864—1869 рр. вели брати Носови (1865, 1869, 1873), А. І. Антипов, Л. С. Жолтоножкін у 1869, 1870, 1873 рр. та ін. В ці ж роки були складені загальні пластові карти Донецького кряжа, як на той час досить ретельно виконані, значення яких для вивчення кам'яновугільних відкладів було дуже велике. Після складення пластових карт для Донецького кряжа настала фаза шукань щодо дрібнішого поділу його кам'яновугільних відкладів на підставі палеонтологічних даних. У цьому напрямі багато зробили Р. Людвіг у 1873 р. і, особливо, О. В. Гуров (1878, 1883). Гуров поділив донецький карбон на два відділи: нижній і верхній. В межах останнього виділялися два яруси: софіївський і дружківський, який має перехідні, пермокарбонові, ознаки.

Історію вивчення геологічної будови Донецького кряжа на той час висвітлив В. О. Домгер (1881).

Для висвітлення стратиграфії кам'яновугільної системи Донбасу у дореволюційний час особливо велике значення мали роботи Геологічного комітету з 1892 по 1917 рік. Тоді було розпочате детальне геологічне знімання Донецького кряжа, яке здійснювалося під керівництвом Ф. М. Чернишова видатними геологами Л. І. Лутугіним, М. Й. Лебедєвим, М. М. Яковлєвим і П. І. Степановим. З 1898 р. геологічне знімання Донбасу провадилось під загальним керівництвом Лутугіна. Складені детальна і загальна геологічні карти Донецького басейну дали повне уявлення про стратиграфію, тектоніку і вугленосність надр Донецького кряжа. Карти складав великий колектив геологів: А. А. Снятков, В. І. Соколов, М. О. Родигін, П. І. Степанов, Є. В. Круг, О. О. Гапєєв, Б. Ф. Мефферт, В. І. Яворський, М. М. Слав'янов, С. В. Кумпан, А. І. Юферов, М. М. Яковлєв.

Відклади різних систем, поширених у Донбасі, і викопні організми вивчало дуже багато дослідників; серед них В. А. Наливкін (1898, 1910), М. В. Григор'єв (1898), О. О. Борисяк (1900, 1905, 1916, 1917), М. О. Соколов (1889—1905), В. В. Богачов (1901, 1902, 1905, 1910, 1911, 1916), І. Ф. Шмальгаузен, Й. А. Морозевич, М. М. Яковлєв (1896, 1897, 1899, 1901, 1914), М. Д. Залєський (1902, 1904, 1928, 1937), Я. В. Самойлов (1923, 1925) та ін.

В результаті глибоких досліджень геологічної будови Донецького басейну була вироблена детальна схема стратиграфічного поділу кам'яновугільної системи Донбасу і тим створена міцна основа для подальших досліджень. Геологічний комітет прийняв поділ кам'яновугільної системи на три відділи: нижній — C_1, середній — C_2 і верхній — C_3. В межах кожного відділу виділялися світи, а останнім були

привласнені числовий індекс і літера; під літерами описувалися пласти вугілля в кожній із світ. Таким чином, нижній відділ кам'яновугільної системи включав світи: $C_1^1=A$, $C_1^2=B$, $C_1^3=C$, $C_1^4=D$, $C_1^5=E$ (рис. 18); середній відділ включав світи: $C_2^1=F$, $C_2^2=G$, $C_2^3=H$, $C_2^4=I$, $C_2^5=K$, $C_2^6=L$; верхній відділ включав світи: $C_3^1=M$, $C_3^2=N$ і $C_3^3=O$. Цей розподіл лежить в основі всіх пізніших схем стратиграфічного поділу кам'яновугільних відкладів Донбасу.



Рис. 18. Відслонення вапняків нижнього карбону «Голубина скеля» ($C_1^t c$ $C_1^t d$). Долина р. Мокрої Волновахи, вище с. Стили. (Фото С. В. Горака).

Новий і найважливіший період вивчення геологічної будови Донецького кряжа і, зокрема, кам'яновугільних відкладів Донбасу починається з встановленням радянської влади.

Роботи в Донбасі починають провадити цілі колективи геологів, провідне місце серед яких належить ВСЕГЕІ, Українському геологічному управлінню, Інституту геологічних наук АН УРСР, трестам «Луганськвугілля», «Артемвугілля», «Донвугілля», ЦНДГРІ та ін.

За радянської влади була поставлена і успішно розв'язується проблема Великого Донбасу. В роботах по розв'язанню цієї важливої проблеми брало участь багато геологів — П. І. Степанов (1932, 1937, 1939), Н. Н. Самсонов, А. Т. Донабєдов, Є. О. Погребицький (1927, 1933, 1937), П. В. Кумпан (1933, 1935, 1937), О. А. Дубянський (1927, 1931, 1935) і багато інших.

Монографічні опрацювання стратиграфічних підрозділів окремих відкладів і окремих груп викопних організмів дали В. Н. Вебер (1933), Д. М. Федотов (1932), О. І. Никифорова (1927, 1933, 1934), А. П. Ротай (1931, 1934), К. І. Лісіцин, М. Д. Залеський, Є. Ф. Чиркова в 1933, 1938 рр., А. Д. Архангельський (1923, 1924, 1937), М. С. Шатський (1924, 1937), Б. К. Ліхарєв (1916, 1928, 1938), Б. Ф. Мефферт (1917, 1923—1931), К. О. Новик (1931, 1935, 1936, 1938), А. М. Криштофович (1914, 1931), Б. І. Чернишов (1931) та ін.

Цей важливий етап дослідження Донбасу завершився перед Великою Вітчизняною війною. Підсумки його були повністю підбиті і обмірковані на XVII сесії Міжнародного геологічного конгресу в 1937 р. (Степанов, 1937). Схема стратиграфічного поділу кам'яновугільної системи Донбасу була значно уточнена. У складі нижнього карбону виділялося п'ять світ: C_1^1, C_1^2, C_1^3, C_1^4, C_1^5; в середньому карбоні сім світ: C_2^1, C_2^2, C_2^3, C_2^4, C_2^5, C_2^6; C_2^7; у верхньому карбоні три світи: C_3^1, C_3^2, C_3^3.

У післявоєнні роки геологічні дослідження в Донбасі розгорнулися з новою силою. Вивчення його будови здійснюють, як і раніше, великі колективи геологів. Крім досліджень стратиграфії, палеонтології, тектоніки Донбасу, особливу увагу привертає літологічний склад порід, що входять до кам'яновугільної системи цього кряжа. Починаючи з 1947 р. багато робіт вивченню кам'яновугільної рослинності кряжа і території Великого Донбасу приділяє К. О. Новик (1947, 1948, 1950, 1952, 1953, 1954). В роботі за 1953 рік вона твердить, що найдавніша кам'яновугільна рослинність відома з турнейського ярусу. Для того часу були характерні невисоке положення суходолу, болотисті низини в ньому і досить рясна рослинність. Під кінець карбону і на початку пермського періоду умови були більш аридні. У зв'язку зі зміною фізико-географічних умов розвиток рослинності мінявся і зміщувались центри вуглenагромадження. На Європейській території СРСР це зміщення проходило з заходу (Павлоградсько-Новомосковський район)—у нижньому карбоні, через Донецький басейн — у середньому карбоні, в сторону Північного Кавказу—у верхньому карбоні. На її думку, кам'яновугільні відклади Донбасу переходять у карбон Північного Кавказу. Зв'язок відбувався через Сальський степ (1950). К. О. Новик не погоджується з А. Т. Донабєдовим у тому, що Маничський розлом належить до післякрейдового часу. Вона вважає, що цей розлом, можливо, зв'язаний з інтрузіями, які відбувались у Нагольному кряжі на межі намюру і вестфалу; не виключена можливість, що він утворився в девоні, під час закладання Донецької западини. Останнє припущення Новик, очевидно, найбільш близьке до дійсності.

Питань геологічної будови Донецького басейну, його тектоніки і стратиграфії в ряді робіт торкається Й. Ю. Лапкін. Зокрема, він, розглядаючи геологічну структуру західної частини Донецького кряжа, ревізує питання про вік верхньопалеозойських відкладів. Щодо строкатоколірних відкладів Лапкін (1947) висловив думку, що вони належать до палеозою і мезозою. Розподіл їх на дві, різні за віком, світи наче добре простежується на Краснооскольському куполі. Породи нижньої частини нагадують відклади араукаритової світи. Аналогічні відклади на правому березі Дінця, біля Серебрянки, перекриті відкладами мідистої світи донецької пермі. У Краснооскольському районі на розмитій поверхні плямистих порід лежить озалізнений конгломератний пісковик, потужністю до 0,5 *м*, а потім плямисті відклади верхньої світи, яка має в основі перевідкладені породи нижньої світи. Верхню серію плямистих відкладів Й. Ю. Лапкін відносить до мезозою, тому що її перекривають піски альбу.

Починаючи з 1949 р. посилюється увага до мінералогії Донбасу. Взагалі питання мінералогічного складу порід Донецького кряжа ще не знайшли свого повного висвітлення в геологічній літературі. В останні роки з'явився ряд робіт — М. М. Сливка, М. В. Логвиненка, Є. К. Лазаренка, І. Д. Седлецького, С. А. Юшка, А. А. Якжина та ін., які вносять істотно нові дані у відомості про мінералогічні особливості Донецького кряжа.

Питання мінералогії Нагольного кряжа розглядають А. А. Якжин (1945), С. А. Юшко (1948), М. М. Сливко (1949). Вивчаючи мінералогію продуктивної товщі Донбасу, Логвиненко (1949) виявив в її складі близько 80 мінералів і їх різновидностей. За розподілом мінералів він виділяє чотири провінції: 1) північно-західна і північна частина басейну,

2) західна, південно-західна і центральна частини басейну, 3) південна, центральна і північно-східна його частини і 4) крайня південно-східна частина. Головною провінцією живлення Донецького басейну Логвиненко вважає Український кристалічний щит. В окремі відтинки часу, на його думку, матеріал надходить з Головного Кавказького хребта. Крім того, джерелом матеріалу служила суша, яка з півночі і північного сходу прилягала до території Великого Донбасу. М. В. Логвиненко розвиває далі збір відомостей про мінералогію осадочних кам'яновугільних порід, що його успішно розпочали М. П. Кожич-Зеленко (1945—1946), А. Г. Кобелєв (1938) та ін.; він монографічно висвітлює питання літології і палеогеографії продуктивної товщі донецького карбону (1953).

Склад колоїднодисперсних мінералів у глинистих відкладах карбону Донецького кряжа вивчали І. Д. Седлецький та В. І. Джумайло (1953). Автори встановили певні асоціації цих мінералів у різних світах кам'яновугільних відкладів Донбасу.

Питання мінералогії Донбасу в ряді робіт висвітлював також Є. К. Лазаренко. Він дав нарис силікатів з кварцово-карбонатних жил Нагольного кряжа (1950), мінералогічну характеристику донбаситів тощо (1949, 1950).

Поряд з загальномінералогічними і літологічними, здійснювалися спеціальні дослідження окремих літологічних типів порід, які беруть участь у геологічній будові Донецького кряжа.

Особливості глинисто-сланцьових відкладів Донбасу, за даними Л. М. Левіної (1951), характеризують такі риси. Це породи темно- або світлосірого кольору, тверді, неверствуваті або неясно тонковерствуваті, з раковистим або рівним зломом. Деякі відміни їх розламуються на тонкі пластинки з шовковистою поверхнею, на якій часто є наліт з лусок слюди. У воді деяка частина цих порід розмокає швидко і повністю, частина — в 5—10 разів повільніше; інші у воді зовсім не розмокають. Породи, що розмокають, є більш-менш ущільненою глиною, інші — це аргіліти. Звичайних метаморфізованих сланців та філітів у Донбасі нема; основну масу порід, з яких складено Донецький кряж, становлять алевроліти і глини або аргіліти.

Останнім часом питання походження пісковиків вивчала С. Є. Колотухіна (1952). Вона дослідила пісковики з донецького карбону світ C_2^3, C_2^4, C_2^5, C_2^6, C_2^7. Колотухіна відзначає, що пісковики головиновські— між вапняками H_1 і H_3, бабаківські — під вапняком I, табачкові — над вапняком K, лисячі — між вапняками K_3 і K_4, граничні пісковики—над вапняком K, та ін.,— що їх вважали як опорні горизонти, насправді у поперечному напрямку виклинюються, міняють свій склад і потужність, хоча й мають значне простягання. Досліджені наверствовання пісковиків, за даними Колотухіної, закономірні: контакт з підлеглими верствами різкий, грубоуламкові відклади залягають безпосередньо на дрібнозернистому алевроліті або на аргіліті. Іноді пісковики лежать на нерівній поверхні нижчих верств. Розмір зерен у пісковиках різний — від 0,01 до 0,25 *мм,* зерен гравію — від 1 до 10 *мм;* у пісковиках часто помітні дрібні лінзи, в нижній частині їх багато, включень рослинних решток. Наверствування таких пісковиків неправильне і незакономірне. У складі гальки їх переважають уламки різних порід: пісковиків, алевролітів, вапняків, ефузивних, метаморфічних порід, кременю, кварцу і т. ін.; форма гальки змінна. У пісковиках світ C_2^3, C_2^4, C_2^5 переважають гальки ефузивних порід. У пісковиках верхньої частини розрізу галька більшістю з місцевих порід, кварц та кремінь. Вище цей тип пісковиків міняється; сортування матеріалу в ньому стає закономірним. Поступова зміна крупності зерен і чергування проверстків багато разів повторюються. Товщина таких проверстків 0,5—1—5 *мм,* і

складені вони в серії 0,1—0,3—0,5—2,0 *м.* Косе наверствування у пісковиках має однакове спрямовання і збігається з видовженістю піщаних смуг. Останні не мають суцільного поширення; вони неправильної форми і видовжені в північно-західному напрямку. Великі піщані нагромадження в середньому карбоні західної частини Донбасу Колотухіна вважає алювіальними, дельтовими відкладами стародавньої ріки. Ріка несла відклади з північного заходу і мала дельту в західній частині Донбасу.

В процесі вивчення геології Донецького кряжа значну увагу дослідників привертали питання метаморфізму вугілля. І. С. Усенко (1950) заперечує локальні причини цього метаморфізму і вважає, що є серйозні труднощі також для віднесення вуглефікації до процесів регіонального метаморфізму. На його думку, метаморфізація вугілля викликана процесами складкоутворення, зв'язаними з дією магми. В Донбасі підвищена вуглефікація має місце в осьовій частині Головного антиклінала, що може пояснюватись лише впливом імовірної магматичної маси. Там метаморфізм вугілля наче пов'язаний не зі збільшенням глибини, а з наближенням до ймовірних інтрузій. Отже, процес вуглефікації, на думку Усенка, є контактно-метаморфічний процес.

В. Б. Порфір'єв (1948) опрацював нову схему метаморфізму на основі ув'язки вимог геології, хімії й фізики. Торкаючись утворення антрацитів, він пише (стор. 6), що це вугілля «характеризується підвищеною щільністю і орієнтованістю кристалів графіту. Це може бути легко пояснене гіпотезою проходження через плавку або, принаймні, пластичну фазу, що дозволило тисненню «спресувати» органічну масу. Цілком узгоджується з цим і картина хімічного складу антрациту, за якою його можна порівняти з «напівкоксом». Температура такого напівкоксування лежить близько 600°; з геологічної точки зору реальна природна обстановка антрацитових родовищ не суперечить такій гіпотезі».

І. Д. Седлецький і В. І. Джумайло (1954, стор. 69) установили в складі піщано-глинистих порід із світ C_2^5, C_2^6 і C_2^7 карбону Донбасу, які вміщають антрацит, наявність каолініту і прийшли до висновку, що «антрацит у Донецькому басейні не міг утворитися ні при температурі 600°, як про це говорить В. Б. Порфір'єв, ні при температурі 500—1000°, як на те вказують зарубіжні дослідники. Карбоновий антрацит Донбасу формувався при значно нижчих температурах, верхні межі яких знаходяться нижче від 500, очевидно, близько 400° С».

Питання геологічної структури Донецького кряжа висвітлюється в багатьох роботах представників різних колективів геологів.

Свої уявлення про тектоніку північної частини Донецького басейну В. С. Попов (1931, 1936, 1937) і Й. Ю. Лапкін (1940, 1941, 1947) підвели в спільній, недавно опублікованій, праці (1953). За їх уявленнями, північна окраїна Донецького басейну є областю зчленування давньої складчастої гірської системи з внутрішнім краєм передового прогину. Завдяки значним підняттям і великим розмивам там відслонені корені типових для них структур. Переддонецький прогин, на їх думку, виник в кінці карбону — на початку пермського періоду, внаслідок герцинських рухів. Передові складки Донецького кряжа насунуті на внутрішній край прогину. Регіональні насуви виникли в кінці палеозою і не раз омолоджувалися протягом мезо-кайнозою. Зона дрібної складчастості північної частини Донбасу проводиться через Кремінне — Луганськ — Каменськ.

Північна межа Переддонецького прогину, за В. В. Вебером (1945), проходить трохи північніше напрямку Старобільськ — Міллерово. Всю територію на південь від цієї лінії і до Донецького кряжа Вебер зараховує до південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини.

Питання тектоніки північних окраїн Донбасу розглядали також А. Я. Дубинський (1951) і І. С. Шарапов (1953). Останній до передгірного прогину відносить лише неширoку зону, яка безпосередньо прилягає до складчастого Донбасу.

В останні два роки питання стратиграфії окремих горизонтів кам'яновугільної системи Донбасу знову стали в центрі уваги багатьох дослідників.

Питання нижньої границі верхнього карбону Донбасу роглядала Г. Д. Киреєва (1953). Ю. Б. Устиновський (1954) уточнив межу між відкладами девонської системи і нижнім карбоном. Про зміну фізико-географічних умов у верхньому карбоні в зв'язку з тектонікою писав В. О. Банковський (1954). Питання класифікації циклів осадконагромадження розглядала А. П. Феофілова (1954). Особливості вугілля Донецького басейну висвітлив Ю. А. Жемчужников (1954). В роботах І. І. Горського (1954) і Є. А. Рейтлінгера (1954) висвітлене значення вивчення Донецького басейну для стратиграфії карбону і геології кам'яного вугілля.

В 1954 р. в Інституті геологічних наук АН УРСР проведено нараду з питання про обсяг намюрського ярусу і його положення у кам'яновугільній системі (Резолюция совещания..., 1954). Виявлено, що сучасний стратиграфічний поділ кам'яновугільних відкладів Донецького басейну потребує ще дальшого опрацювання та уточнення.

Другу велику область поширення кам'яновугільних відкладів у межах південно-західної частини Російської платформи становить Дніпровсько-Донецька западина. Дослідження карбону в цій області почалося з 1937 р., коли кам'яновугільні відклади уперше були виявлені тут у глибокій свердловині. У вивченні кам'яновугільних відкладів Дніпровсько-Донецької западини брали участь працівники Інституту геологічних наук АН УРСР, ВНДГРІ, об'єднання «Укрнафторозвідка» та ін.

Над обгрунтуванням стратиграфічного поділу кам'яновугільних відкладів Дніпровсько-Донецької западини працювали Д. Є. Айзенверг (1948, 1951, 1952), Н. Є. Бражнікова (1941, 1946), А. М. Іщенко (1950), М. П. Кожич-Зеленко (1941—1951), К. О. Новик (1941, 1949, 1952), П. Л. Шульга (1941), З. Н. Бєлоусова, Л. Г. Дайн, А. Б. Павлова, О. М. Славіна та ін.

Підсумки вивчення кам'яновугільних відкладів Дніпровсько-Донецької западини підвели у спільній праці Д. Є. Айзенверг, Н. Є. Бражнікова, А. М. Іщенко, М. П. Кожич-Зеленко і К. О. Новик у 1953 р. За їх висновками, карбон у западині виявлений усіма його трьома відділами. В розрізі нижнього карбону виділено відклади турнейського, візейського і намюрського ярусів. У цілому нижній карбон являє собою теригенну глинисто-піщанисту товщу з відносно невеликою кількістю вапнякових горизонтів. Середньокам'яновугільні відклади Дніпровсько-Донецької западини об'єднують верстви башкирського і московського ярусів; їх складають переважно піщано-глинисті, глинисті, іноді вуглисті та строкатоколірні відклади з відносно меншою кількістю вапнякових верств. Верхньокам'яновугільні відклади в Дніпровсько-Донецькій западині виявлені строкатоколірною глинистою, майже без органічних решток, товщею. Окремі яруси в її межах не виділяються.

Розріз кам'яновугільної системи в межах Дніпровсько-Донецької западини неоднаковий. Поширення карбону значне, але нерівномірне. Значні відхилення спостерігаються в межах навіть окремих структур (А. О. Білик, Н. Є. Бражнікова та ін., 1954). Це зумовлене особливостями тектонічних рухів, неоднакових в різних частинах западини протягом її розвитку у кам'яновугільному періоді. У зв'язку з особливостями тектонічних рухів змінними були тут і умови нагромадження осадків.

Усе це позначилось на загальних особливостях кам'яновугільної системи в межах області.

К. О. Новик (1949) твердить, що в межах Дніпровсько-Донецької западини виявлено майже повний розріз кам'яновугільних відкладів. Загальна потужність їх не перевищує 1000 *м*. Вони платформеного типу. Глибина залягання карбону змінна: від 300 до 1100 *м* у Ромнах, від 780 до 1278 *м* в районі Путивля — Райозера, а в осьовій частині — район Глинська — в середньому, 2400 *м*. Місця неглибокого залягання карбону зосереджені на окраїнах западини та в межах соляних структур. Наверствування карбону закономірне. Насамперед відмічається повсюдне поширення карбонатних морських відкладів середньовізейського віку, відповідних зоні C_1^{vt} (за схемою А. П. Ротая). Також сильно поширені намюрські відклади, які утворилися за наступної великої трансгресії моря. Морські кам'яновугільні відклади вистелюють усю площу западини. У башкирському віці відбулася ще одна трансгресія моря, яка охопила осьову частину западини, Донбас та його західну і північну окраїни. Відклади верхньої частини карбону — московського, стефанського ярусів — представлені в межах Дніпровсько-Донецької западини плямистими наверствуваннями. Плямисті відклади в районі Ромен складають червоні і сургучно-червоні глини з лінзами і проверстками зелених, потім такі ж глини, переверствовані з голубими, жовтими, далі сірі, зелені і яскраво забарвлені. В одній із свердловин виявлено верству конгломерату і проверсток вугілля. З органічних решток знайдено оогонії харових водоростей.

К. О. Новик відносить харовий горизонт плямистих відкладів, що лежить на глибині 918—1301 *м* в районі Райозера, а в глинській свердловині — на глибині 1765—1768 *м*, до пермо-тріасу. Це питання розглядається нами далі.

Ще один район в межах південно-західної частини Російської платформи, де кам'яновугільні відклади займають значну площу, становить Галицько-Волинська синекліза.

Перші свідчення про наявність продуктивної товщі кам'яновугільних відкладів на південно-західній окраїні Російської рівнини дав у 1912 р. М. М. Тетяєв.

Наявність кам'яновугільних відкладів у межах Галицько-Волинської синеклізи припускав Я. Самсонович у 1931 р. Він виявив у складі базального конгломерату сеноманського ярусу слабо окатані скам'янілості кам'яновугільного віку. Пізніше, до Великої Вітчизняної війни, поширення кам'яновугільних відкладів було констатоване повсюдно у свердловинах на захід від лінії Горохове — Золочів.

Дослідження кам'яновугільних наверствовань у західній частині Української РСР розгорнулося після Великої Вітчизняної війни.

Підводячи підсумки першого, довоєнного етапу дослідження карбону в західній частині УРСР, А. К. Матвєєв (1940) відзначив, що вугленосність там неоднакова, а вугілля за мірою його карбонізації поділяється на дві групи: північну — менш карбонізоване і південну — вугілля коксової групи. Це зумовлене розміщенням північної групи в межах передплатформи, а південної — ближче до зон значних прогинів.

Питання стратиграфії кам'яновугільних відкладів Галицько-Волинської синеклізи вивчав колектив співробітників Інституту геологічних наук АН УРСР — Д. Є. Айзенверг, Н. Є. Бражнікова, К. О. Новик і П. Л. Шульга (1949).

Підсумки вивчення кам'яновугільних відкладів західної частини УРСР і схему їх стратиграфічного поділу дала П. Л. Шульга в 1952 р. За її даними, встановлені лише північна і східна межі поширення карбону. Північна межа проходить по широті м. Володимира-Волинського,

а східна — по меридіану міст Торчин—Олесько. На півдні кам'яновугільні відклади виявлені на південний схід від Львова — в сс. Ясенівці і Печені.

У підошві кам'яновугільної системи повсюдно залягає девон. У покрівлі її переважно лежить верхня крейда. В західній і південно-західній частинах поширення кам'яновугільних відкладів на поверхні карбону виявлені ерозійні долини і улоговини, виповнені своєрідними осадочними породами. Нижня частина їх представлена яскраво забарвленими піщано-глинистими відкладами, що їх часто відносять до пермотріасу. Вище лежать піщано-глинисті наверствовання, що їх розглядають як лагунно-континентальні відклади верхньої юри.

Кам'яновугільна система західних областей УРСР представлена відкладами нижнього та нижньою частиною середнього відділів.

Нижній карбон складений відкладами турнейського, візейського і намюрського ярусів, які П. Л. Шульга ділить на ряд горизонтів.

У складі т у р н е й с ь к о г о я р у с у виділено три горизонти. *Нижній* складений доломітизованими вапняками, пісковиками і алевролітами з рештками еридоконх, астерокаламітів тощо. Він має потужність близько 90 *м*. *Середній* горизонт турнейського ярусу складений доломітом з строкатоколірними проверстками доломітизованої глини. Органічних решток у цих відкладах не виявлено. Товщина їх досягає 40 *м*. *Верхній* горизонт представлений строкатими пісковиками, глинами та конгломератами; у верхній його частині виявлені проверстки вапняків. Товщина цього горизонту 20—55 *м*. У його складі виявлені рештки викопних рослин та пелеципод.

В і з е й с ь к и й я р у с від турнейського відокремлює поверхня розмиву. До цього ярусу належить потужна товща — близько 500 *м* — осадочних відкладів, серед яких переважають сірі вапняки, темносірі глинисті сланці, алевроліти і пісковики. Цю товщу Шульга поділила на сім стратиграфічних зон, знизу вгору: *олеськівську, буську, яхторівську, володимирську, устилузьку, порицьку* і *іваницьку*, які зіставляються з зонами $C_1^v c$ — $C_1^v h$ донецького карбону. Олеськівську зону складають темносірі до чорних вапняки зі збіднілою фауною здрібнілих форамініфер, переважно групи ендотир. У верхній частині вапняків знайдено рештки брахіопод, переважно продуктусів. Буська зона розвинута лише в південних районах поширення кам'яновугільних відкладів. Вона складена товщею в 72 *м* доломітизованих вапняків та доломітів, переверствованих з глинистими сланцями та пісковиками. Серед них виявлено проверсток кам'яного вугілля. З органічних решток у відкладах буської зони виявлено черепашки форамініфер форшії, гаплофрагмели та літуотубели і черепашки брахіопод. Яхторівська зона, яка залягає вище, характеризується переважним поширенням пісковиків. Вапняки і глинисті сланці є тут другорядними; трапляються проверстки кам'яного вугілля. Потужність зони 50—60 *м*. Серед палеонтологічних решток у відкладах яхторівської зони поширені форамініфери. Володимирська зона візейського ярусу виявлена на всій площі поширення кам'яновугільних відкладів у західних областях УРСР. Її відклади, потужністю до 75—80 *м*, трансгресивно налягають на турнейський ярус. Серед відкладів цієї зони виявлені невитримані по простяганню верстви вапняків, які на північ місцями заміщуються глинистими сланцями. Пісковики займають незначне місце. Зростає в її межах кількість проверстків кам'яного вугілля. В глинистих сланцях володимирської зони П. Л. Шульга виявила рештки пелеципод — представників відкритого моря. В їх складі згадуються представники родів Edmondia, Saguinolites, Anthraconeilo, Parallelodon, Cypricardella. У вапняках цієї зони є численні рештки форамініфер Hyperammina elegans R a u s. et R e i t l, Endothyra similis R a u s. і багато інших. Вища, устилузька, зона має

таке ж поширення, як і володимирська. Потужність її відкладів сягає 35—40 *м*. Складена вона, в основному, верствами вапняків з багатою фауною викопних форамініфер, серед яких характерні крупні ендотири. Порицька зона має потужність близько 100 *м*. В її складі теригенні відклади набувають переваги над вапняками. Верстви пісковиків іноді мають товщину до 30 *м*. З органічних решток у відкладах порицької зони так само переважають форамініфери. Найвища, іваницька, зона візейського ярусу має потужність теж близько 100 *м;* в її складі переважають глинисті сланці й алевроліти; пісковики і вапняки, так само як і проверстки вугілля, займають другорядне місце. В цих відкладах виявлені рештки рослин і форамініфер.

Н а м ю р с ь к и й я р у с нижнього карбону в західних областях Української РСР виявлений на неширокій смузі вздовж долини Західного Бугу. Складений він майже 200-метровою товщею осадочних порід, переважно глинистими сланцями, алевролітами та пісковиками з однією верствою доломітизованого вапняку. Цей ярус П. Л. Шульга ділить на дві зони — *лишнянську* і *бужанську*. Лишнянська зона залягає в основі намюрського ярусу. Вона представлена відкладами, понад 70 *м* потужністю, внизу — доломітизованого вапняку, а вгорі — глинистих сланців. В останніх виявлено значну кількість рослинних решток — астерокаламітів, мезокаламітів та ін. Бужанська зона намюрського ярусу має потужність близько 80 *м*. За даними Шульги, зона складена переважно пісковиками. Глинисті сланці в ній мають другорядне значення; алевроліти місцями переважають у розрізі. Вапняки утворюють окремі незначні проверстки без органічних решток або з дуже збідненою фауною. В теригенних відкладах зони виявлені рештки гоніатитів і рослин.

Середній відділ кам'яновугільної системи в західній частині УРСР представлений відкладами лише одного б а ш к и р с ь к о г о я р у с у. Він займає нешироку смугу вздовж Західного Бугу на Волині та у Львівській області. Потужність відкладів башкирського ярусу близько 200 *м*. Він згідно перекриває нижній карбон і має розмиту поверхню.

П. Л. Шульга ділить башкирський ярус на три зони—*морозовицьку, поромівську і кречівську*. Морозовицька зона має потужність близько 50 *м;* в її складі великого значення набувають тонкі, але витримані по простяганню верстви вапняків. Серед органічних решток у відкладах Морозовицької зони виявлені Spirifer (Choristites) ex gr. bisulcatiformis S e m., водорості, гідрактинії, а в верствах теригенних відкладів — рештки рослин. Поромівська зона в нижній своїй частині має найпотужнішу серед кам'яновугільних відкладів цього району верству вапняку з рештками форамініфер, водоростей, гідрактиній. У верхній половині зони дуже поширені пісковики. Загальна потужність пороміївської зони відкладів близько 50 *м*. Завершується середній карбон на Волині кречівською зоною, потужністю близько 100 *м*. Складена вона переважно грубими пачками світлосірих дрібнозернистих, часто каолінізованих пісковиків. Другорядними є тут верстви глинистих сланців та алевролітів з проверстками кам'яного вугілля. У відкладах кречівської зони виявлені рештки рослин і тварин, серед яких виділяються: Dorycordaites palmaeformis (G o e p p.), Neuropteris gigantea f. arcuata (B e r t r.) N o v., Posidoniella sulcata H i n d, Najadites quadrata S o w. та ін.

Пізніше Шульга (1954), на підставі вивчення викопних пелеципод, приходить до висновку про необхідність змінити межу нижнього і середнього карбону і пропонує проводити її там, де тепер проводиться межа між нижнім і верхнім намюром. Коли так, то, на її думку, необхідно, відмовитися від виділення намюрського ярусу взагалі.

Поряд з вивченням стратиграфії кам'яновугільних відкладів Галицько-Волинської синеклізи провадиться також дослідження петролого-

мінералогічних особливостей карбону цього району. Попередні відомості з цього кола питань дала Н. С. Вартанова (1953).

Останній район в межах Української РСР, де виявлені кам'яновугільні відклади, становлять радянські Східні Карпати, а саме — Чивчинські гори і Рахівський масив. Карбон в їх межах потребує ще дальшого вивчення.

Як видно з наведених даних, кам'яновугільні відклади Донбасу і Дніпровсько-Донецької западини являють собою повний розріз кам'яновугільної системи з достатньою зближеністю наверствовань.

Кам'яновугільні відклади Галицько-Волинської синеклізи в нижній частині мають наверствовання, які роблять можливим порівняння їх з наверствованнями інших районів південно-західної частини Європейської території СРСР. З середини кам'яновугільного періоду історія геологічного розвитку Галицько-Волинської синеклізи склалася по-іншому, і верхньої половини карбону в її межах немає.

Будова карбону УРСР в межах окремих районів і окремих ярусів істотно різна. Опис цих особливостей наводимо в порайонному огляді.

Пермська система

Відклади пермської системи на території Української РСР, у порівнянні з кам'яновугільними відкладами, поширені на невеликій площі. Відслонені пермські відклади лише в північно-західній частині Донецького кряжа. Під молодшими наверствованнями вони, за допомогою буріння, виявлені на великих просторах Дніпровсько-Донецької западини. У невеликому числі відслонень пермські відклади відомі в Карпатах та у вигляді екзотичних скель у Криму.

Стратиграфічні межі пермських відкладів невиразні. В нижній частині, в Донбасі, вони зовсім непомітно переходять у відклади верхнього карбону. Верхня межа їх з тріасовими відкладами теж невиразна. Загальна потужність пермських відкладів досягає 2000 *м*.

Вивчення пермської системи раніш за все почалося в межах Донецького кряжа, далі — в Криму. Менш досліджені пермські відклади в Карпатах.

Наверствовання, пізніше визначені як пермські, вперше грунтовно описав Є. П. Ковалевський (1827, 1829). У самостійну «рухлякову бахмутську формацію» їх виділили учасники експедиції А. М. Демидова. Пермський вік цих наверствовань визначив Р. Мурчісон (1845). Докладно описав пермські відклади Донбасу, визначивши пермський вік соленосних верств цього басейну, І. Ф. Леваковський у 1863 р.

О. В. Гуров (1883), в загальних рисах описуючи особливості пермських відкладів у Донбасі, висловлює думку, що потужна товща конгломератів і грубозернистих пісковиків по р. Бахмутці може належати до верхньої пермі. Загальну характеристику стратиграфічного поділу пермських відкладів Донбасу в 1897 р. дали Ф. М. Чернишов і Л. І. Лутугін. За їх уявленням, нижня частина пермської системи, відома під назвою *араукаритової світи,* належить до пермо-карбону і тяжить більше до пермських відкладів. Нижній відділ пермської системи поділяється на світи: 1) *мідистих пісковиків,* як другий комплекс перехідних від кам'яновугільних до пермських відкладів, 2) *доломітову* і 3) *соленосну.*

Найповніше пермські відклади, поширені в межах Донецького кряжа, описав М. М. Яковлєв (1899, 1908, 1914). Араукаритову світу він відносить до верхнього карбону, світи мідистих пісковиків і доломітову розглядає як перехідні від кам'яновугільних до пермських відкладів. До пермської системи Яковлєв відносив тільки соленосні відклади. Він, зокрема, визначив вік конгломератів і пісковиків, що залягають над доломітовою серією і поширені в басейні р. Бахмутки, як нижньопермські.

Дальше вивчення пермських відкладів Донецького басейну здійснювалось за радянської влади. Велика увага приділялась як опису окремих горизонтів, так і характеристиці системи їх в цілому. Відклади товщі мідистих пісковиків і вміст в них міді вивчали Т. Ю. Лапчик, Є. В. Рожкова і Т. І. Горшкова в 1926 р., Є. С. Шалит (1933); про відклади пермської системи і стратиграфію верхнього палеозою Донбасу писав Л. Лунгерсгаузен (1940). Спеціально відклади верхньої частини пермської системи вивчав А. А. Малявкін (1940). Підсумки стратиграфічного поділу пермської системи Донбасу були підведені перед XVII сесією Міжнародного геологічного конгресу в Москві. У Путівнику до екскурсій цього конгресу (Степанов і Ротай, 1937) прийнято поділ пермської системи Донбасу на світи: *араукаритову, мідистих пісковиків, гіпсо-доломітову, соленосну* і *рябих пісковиків.*

Після Великої Вітчизняної війни дослідження пермських відкладів здійснювалось переважно в межах північно-західних окраїн Донецького кряжа і Дніпровсько-Донецької западини. М. В. Логвиненко і Б. Я. Каплан (1953) коротко описали верстви пермських доломітів, М. П. Балуховський (1952) дав характеристику конгломератів Бахмутської улоговини. Пермські відклади, за його даними, включають: верхня перм—*товщу червоноколірних пісковиків;* нижня перм—*верхню ангідритову товщу, власне соленосну товщу, нижню ангідритову товщу і світу мідистих пісковиків.*

Пермські відклади в межах Дніпровсько-Донецької западини відомі з початку XX ст., коли їх описували під назвою строкатоколірної товщі, з віднесенням віку її до девону (П. Я. Армашевський, 1900), до пермо-тріасу (Б. Л. Лічков, 1925) і до верхнього карбону (Л. Лунгерсгаузен, 1941). У строкатоколірних відкладах Канівського району у вторинному заляганні були виявлені мурчісонії пермського вигляду (Бондарчук, 1941), що служило побічним доказом того, що строкатоколірна товща Придніпров'я має вік, молодший від карбону. М. П. Кожич-Зеленко (1951) встановила, що за петрографічними ознаками строкатоколірні відклади Дніпровсько-Донецької западини дуже близькі до відкладів пермського і тріасового віку з Донецького кряжа.

Зведення наявних відомостей про стратиграфію і склад пермських відкладів Дніпровсько-Донецької западини дала Т. Ю. Лапчик (1954). В межах пермської системи вона виділяє обидва — нижній і верхній — відділи. У нижній пермі, в свою чергу, виділяються дві світи: 1) нижня, *чернігівська,* або глинисто-вапняково-ангідритова, і 2) верхня, *пересазька,* глинисто-піщано-алевролітова. Верхньопермський відділ складений *шебелинською* та *коренівською,* піщано-конгломератовою, світами.

Нижньопермські відклади Дніпровсько-Донецької западини, за даними Т. Ю. Лапчик, мають лагунно-морське походження і за віком відповідають вапняково-доломітовій світі, а в верхній частині — можливо, соленосній світі Донецького кряжа. Верхньопермські відклади Дніпровсько-Донецької западини представлені піщаними осадками річкового та озерного типу. На підставі решток фауни, виявлених у районі с. Доманичів у БРСР, вони порівнюються з відкладами татарського ярусу інших районів.

Розріз пермських відкладів у межах Дніпровсько-Донецької западини дещо відмінний в її осьовій частині і на окраїнах. Це в значній мірі залежить від того, що коливальні рухи там не були рівномірними. На характер осадків і їх потужність певною мірою впливали також особливості розвитку соляних структур (А. О. Білик, Н. Є. Бражнікова, М. О. Карпова, М. П. Кожич-Зеленко, В. А. Хоменко, 1954).

Таблиця 9

Порівняльна схема стратиграфічного поділу пермської системи УРСР

Відділи	Донбас (світи)	Дніпровсько-Донецька западина (світи)	Крим (серії, світи і горизонти)		Радянські Східні Карпати
Верхній P_2	Дронівська (піщано-глиниста)	Коренівська (піщано-конгломератова)	Ескінська серія	Тотайський горизонт з фузулінами	Кварцити і пісковики
		Шебелинська		Ординський горизонт з неошвагеринами	
Нижній P_1	Перерва	Перерва	Караїмська серія	Мартинський горизонт з парафузулінідами	Вапняково-доломітові верстви
	Солоносна	Пересазька (глинисто-алевролітова)		Бурнинський горизонт, парафузуліни і доліоліни	
	Вапняково-доломітова	Чернігівська (глинисто-вапняково-ангідритова)	Альминська серія	Сораманський горизонт з швагеринами	Пісковики і конгломерати
	Світа мідистих пісковиків	Не виявлена		Бодракський горизонт з псевдошвагеринами	

В останній час ці питання почали привертати до себе увагу працівників науково-дослідних і виробничих установ. При тісному єднанні їх зусиль проблема стратиграфії пермської системи, як і проблема геологічної будови Дніпровсько-Донецької западини в цілому, успішно розв'язується.

Пермські відклади в Східних Карпатах висвітлені ще недостатньо. Умовно до пермської системи відносять верстви, які в Чорногорах незгідно перекривають кам'яновугільні відклади. Вони представлені внизу товщею конгломерату, вище — вапняково-доломітовими породами, далі — кварцитами і міцними пісковиками. Ця товща порід перекрита верствами, які, очевидно, належать до тріасової системи.

Останній, незначний, район поширення відкладів пермської системи маємо в Криму. Їх уперше описав там К. К. Фохт у 1899 р., в околицях Сімферополя. Вік цих відкладів тоді вважали верхньокам'яновугільним. Остаточно вік пермських відкладів у Криму встановила О. Г. Туманська в 1916 р. Вона довела, що пермські відклади в Криму не мають корінного залягання, а зустрічаються у вигляді окремих скиб більш або менш значного розміру. Екзотичні скелі пермських відкладів простягаються смугою з південного заходу на північний схід. Далі пермські відклади описували Г. Ф. Вебер, В. С. Малишева і О. Ф. Нейман в 1912, 1914 рр., Г. Ф. Вебер (1915), М. В. Муратов (1937) і особливо докладно О. С. Моїсеєв (1925).

Стратиграфія пермської системи в Криму така.

Нижній відділ представлений горизонтами: *бодракським* — темносірий вапняк, *сораманським* — сірий вапняк з амонітами, *бурнинським* — сірий вапняк з амонітами і трилобітами, і *мартинським* — вапняки без амонітів, з брахіоподами, гастроподами і трилобітами. До верхньої пермі належать горизонти *ординський* і *тотайський*, виявлені різними вапняками з фузулінами. Усі горизонти пермських відкладів у Криму відзначаються дуже різноманітною фауною, яка свідчить про широкий зв'язок пермського моря Криму з морськими басейнами Середземноморської геосинкліналі і її океаном—Тетісом.

Як видно з наведеного огляду, поширення і склад відкладів пермської системи на території Української РСР дуже різноманітні. Стратиграфічний поділ її здійснено ще з недостатньою детальністю. Ще не вироблено і порівняльних характеристик для окремих геологічних областей УРСР. Подана тут порівняльна схема стратиграфії пермі на території УРСР (табл. 9) є попередньою.

3. МЕЗОЗОЙСЬКА ГРУПА

Відклади мезозойського віку на території Української РСР мають значне, але нерівномірне поширення. Вони характеризуються дуже складними будовою, складом, умовами утворення та залягання.

Стратиграфічні межі мезозойської групи відкладів досить яскраві У нижній частині ці відклади налягають на верхній палеозой, з яким в окремих районах пов'язані поступовими переходами. Особливо яскрава верхня межа мезозойської групи, відокремленої, здебільшого, від молодших покривних наверствовань різкою незгідністю або ж відмінним літологічним складом.

Стратиграфічно мезозойська група на території УРСР представлена всіма трьома її системами — тріасовою, юрською і крейдовою. Поширення окремих систем мезозою і їх відслоненість неоднакові.

Тріасові відклади відслонюються лише в межах Донецького кряжа і складчастих гірських побудов — Карпат та Криму. У межах Дніпровсько-Донецької западини вони залягають на значній глибині.

Юрські відклади відслонені там же, де й тріасові. Окремі райони відслонень юри являють собою Канівські гори на Дніпрі і долина Зо-

лотої Липи в Придністров'ї. Під молодшими відкладами, на деякій глибині від поверхні, юра поширена майже по всій території УРСР.

Особливо поширена крейдова система. Характерні верстви її зустрічаються майже повсюдно, за винятком таких окремих районів, як Український кристалічний щит, де вони розмиті.

Вивченість мезозойської групи на території УРСР досить висока, хоч і нерівномірна; особливо повно висвітлені відклади крейдової і юрської систем. У меншій мірі вивчені відклади тріасу.

Тріасова система

Тріасова система добре відслонена в межах північно-західних окраїн Донецького кряжа, у Карпатах та Криму. За допомогою свердловин тріасові відклади виявлені в межах Дніпровсько-Донецької і в західній частині Причорноморської западин.

На окраїнах Донецького кряжа в основі тріасових відкладів залягає палеозой. Найчастіше тріас підстелюють верстви соленосної світи пермської системи або давніші світи пермі — вапняково-доломітова, світа мідистих пісковиків, іноді ж і відклади карбону. Нижня межа тріасової системи взагалі простежується досить рідко, але від палеозойських порід тріасові відрізняються порівняно легко через своєрідний їх літологічний склад. Верхня межа тріасових відкладів, поза Дніпровсько-Донецькою западиною, простежується досить яскраво там, де вони перекриті відкладами нижньої юри.

Верстви тріасової системи на Донбасі вперше виділив Л. І. Лутугін (1895), який установив, що ці відклади незгідно перекривають різні яруси палеозойської групи. М. М. Яковлєв (1914) уточнив нижню межу тріасової товщі Донбасу. В деяких своїх працях цей автор докладно висвітлив особливості наверствування тріасових відкладів (1896, 1897, 1899). Багато зробив для висвітлення особливостей тріасової системи Донбасу О. О. Борисяк (1900, 1905); на той час верхня межа тріасу ще не була відома. Про її положення писав, на підставі знахідок решток викопної рослинності нижньолейасового віку у верствах покрівлі тріасу, М. В. Григор'єв (1900). Наявність решток ретської рослинності у відкладах тріасу відзначив пізніше О. О. Борисяк. Тріасова система в тих межах, в яких її приймають і тепер, була вперше виділена на карті О. О. Борисяка і М. М. Яковлєва в 1916 р.

У радянський час далі поглиблено вивчення тріасових відкладів Донбасу. Значні фактичні матеріали про ці відклади в окремих районах Донбасу зібрали Б. Ф. Мефферт (1924) і Б. К. Ліхарєв (1928).

Великий крок вперед у вивченні тріасових відкладів у північно-західній частині Донецького басейну становили дослідження колективу геологів під керівництвом А. Д. Архангельського — М. С. Шатського, М. А. Преображенського, Б. Н. Некрасова (1924). Пізніше вказівки про умови залягання тріасу наводяться в працях Й. Ю. Лапкіна (в 1940 р.) і Л. Лунгерсгаузена (1941). Останній надав стратиграфічного значення окремим літологічним відмінностям верхньопалеозойських і нижньомезозойських відкладів. Він виділяє такі світи: *соленосна* — нижня перм, *дронівська*, або піщано-конгломератова, — верхи нижньої і низи верхньої пермі; *серебрянська* — нерозчленований тріас, середній і нижній, *протопівська* (помилкова назва від б. Протопопівської) — верхній тріас — рет і кейпер, *новорайська* — умовно середній лейас. Деякі з цих світ увійшли в геологічну літературу, але достатніх обгрунтувань для їх виділення ще нема.

Тріасові відклади у Дніпровсько-Донецькій западині виявлені в ряді свердловин, однак стратиграфічне розчленування їх висвітлено лише в останні роки.

М. П. Балуховський (1952) встановив, що в районі Глазунівка — Петрівське—Красний Оскол—Корулька розріз тріасової системи представлений всіма трьома її відділами — верхнім, середнім і нижнім. Верхній тріас виявлений зверху сірими та строкатими глинами з численними рештками верхньотріасової рослинності, а нижче як грубоуламковий, піщано-галечниковий комплекс. Верхній тріас незгідно перекриває відклади середнього, або себрянської світи. За літологічними ознаками Балуховський виділяє три горизонти згори донизу: глинистий, піщано-глинистий і піщаний. Ці відклади незгідно перекривають нижній відділ системи. Нижній тріас, у свою чергу, за даними Балуховського, перекриває верхню перм. Він виявлений строкатоколірними піщаними глинами з верствами пісковиків.

За даними Т. Ю. Лапчик, тріасові відклади в межах Дніпровсько-Донецької западини становлять одну суцільну товщу — серебрянську світу, яка за віком належить до нижнього й середнього (?) тріасу. Від підстелюючих відкладів пермського віку і від покривної юри тріасова товща відокремлена перервами. Тріас Дніпровсько-Донецької западини поділяється, за літологічними ознаками, на чотири горизонти, знизу вгору: піщано-карбонатний, піщано-глинистий, піщаний і глинистий. Тепер ці горизонти розглядають як світи знизу вгору: радченківська, миргородська, глинська і красноградська.

За межами Великого Донбасу тріасові відклади відомі в Альпійській складчастій зоні.

У Карпатах вони беруть участь у геологічній будові Чивчинських гір. Тріасові відклади там досить різноманітні, і представлені вони двома товщами. Нижню, конгломератову, товщу складають верстви конгломерату, в якому виявлені валуни базальту, кристалічних сланців і доломітів. Більш високі частини розрізу конгломератової товщі представлені сірозеленими філітами. У верхній частині тріасових відкладів Карпатських гір залягає вапняково-доломітова товща, на її поверхні виявлені яскраві сліди кори звітрювання. Згадані тут товщі тріасу відносять до нижнього відділу цієї системи. Вона незгідно перекрита верствами юрського віку.

Окрему область поширення тріасової системи на території УРСР становлять Кримські гори. Тріасові відклади в Криму займають значні простори. Вони широко відомі в складі так званої *таврійської формації*.

Уперше тріас Кримських гір описав К. К. Фохт у 1901 р. Скам'янілості, які він зібрав, визначив О. О. Борисяк (1909). Пізніше викопні органічні рештки з тріасових відкладів Криму докладно описав П. В. Віттенбург (1913), далі Н. З. Мількович (1902), Г. Ф. Вебер, В. С. Малишева і О. Ф. Нейман, С. Н. Михайловський (1926), О. С. Моїсеєв (1925, 1926). Останній найбільш докладно висвітлив будову тріасової системи Криму і особливості фізико-географічних умов цієї області в тріасовому періоді.

За віком кримський тріас належить до верхньої частини системи. Вона поділяється на *таврійську,* сланцьову, і *ескі-ординську* світи, найнижчим горизонтом якої є темносірі сланці з конкреціями сидериту, потім темносірі, слюдисті сланці з лінзами пісковиків, ще вище — світлосірі й темносірі пісковики з слюдою і лінзами вапняків. Ці пісковики О. С. Моїсеєв відносить до ретського ярусу, а верхні верстви їх — до лейасу. Таврійські сланці інтенсивніше дисльоковані. По долині Салгиру вони заміщені ескі-ординськими породами, так що контакт між обома світами лишається невиразним. Моїсеєв твердив, що цей контакт тектонічний і обидві світи поділені розломом. М. В. Муратов цілком слушно вважає, що ескі-ординська світа за віком відповідає значній частині таврійської світи.

Як видно з наведених даних, вивченість тріасової системи УРСР ще досить нерівномірна. Через це узгодження схем стратиграфічного поділу та обсягу стратиграфічних підрозділів тріасових відкладів різних районів його поширення ще дуже утруднене.

Юрська система

Юрські відклади на території Української РСР мають дуже велике поширення. Верстви юрської системи відслонюються на північно-західних окраїнах Донецького кряжа і в Канівських горах; на значній глибині вони поширені на великій площі в Дніпровсько-Донецькій западині. У західній частині Української РСР юрські відклади відслонюються в зоні діапірових структур Східних Карпат, у долині Золотої Липи в Придністров'ї і під відкладами значної потужності де-не-де лежать у межах Галицько-Волинської синеклізи. На півдні УРСР юрські відклади відслонюються в Кримських горах. На великій глибині, в свердловинах, вони виявлені в межах всього Причорномор'я — від південних окраїн Донецького кряжа до пониззя Дунаю.

На великих просторах поширення юрських відкладів склад їх змінний. Рівень вивченості юрської системи окремих районів республіки неоднаковий. Найповніше ця система досліджена в Донбасі, у межах Дніпровсько-Донецької западини та в Криму.

Юрські відклади в Донбасі відслонюються по берегах Дінця на протязі від с. Криволуцького до с. Протопопівки, далі по Красному Торцю, Сухому Торцю, Бахмуту, Береці, Красному Осколу тощо.

Нижня межа юрської системи в Донбасі простежується повсюдно. Юрські відклади там залягають на верствах верхнього тріасу, в яких часто зустрічаються рештки ретської рослинності. У верхній частині юрські відклади перекриті крейдою, межа з якою різка.

Перші відомості про наявність юрських відкладів у межах Донецького кряжа подав у 1841 р. Бльоде. Після того деякі дані про залягання і склад юрського віку містилися в працях Р. Мурчісона (1845 р.), Н. Д. Борисяка (1867), І. Ф. Леваковського (1873). У 1882 р. О. В. Гуров один з перших вивчав органічні рештки з юрських відкладів Донецького кряжа. На підставі палеонтологічних даних він прийшов до висновку про наявність у Донбасі відкладів середньої юри і давніших її горизонтів.

Дальший етап вивчення юрських відкладів починається з грунтовних досліджень донецької юри. М. В. Григор'єв (1900) дослідив викопну рослинність, В. А. Наливкін (1898, 1910) висвітлив загальні геологічні умови залягання юрських відкладів на Ізюмщині і органічні викопні рештки. Питання тектоніки юрських відкладів у Донбасі висвітлені в роботах М. М. Яковлєва (1908), О. О. Борисяка і М. М. Яковлєва (1916). Палеонтологічне обгрунтування стратиграфічного поділу юрських відкладів дав О. О. Борисяк (1900, 1905, 1908, 1917). За його даними, в Донбасі поширені відклади верхнього лейасу, середньої та верхньої юри (рис. 19). За палеонтологічними даними, лейас поділяється на три зони. Середньоюрські відклади, за висновками О. О. Борисяка, виявлені *ааленським, байоським* і *батським ярусами*, а верхня юра — *келовеєм, оксфордом* і *кімериджем*. Середня юра на нижню налягає незгідно.

Доповнення в схемі стратиграфічного поділу юрських відкладів Донецького кряжа внесли дослідження А. Д. Архангельського, М. С. Шатського, К. А. Преображенського і Б. П. Некрасова (1924). За даними цих дослідників, між нижньо- і середньоюрськими відкладами нема перерви. Усю юрську систему відкладів вони поділяють на дві морські і дві континентальні світи. За загальною схемою стратиграфічного поділу в юрі Донецького кряжа виділялися лейас, догер (байос, бат), мальм (келовей, оксфорд, кімеридж).

Л. Лунгерсгаузен (1941) зробив спробу уточнити стратиграфію донецької юри. Зверху вниз він виділив ряд світ, яким дав назви за географічними ознаками: 1) *заводська* — континентальна, представлена каолінистими пісковиками з котунами; 2) *кременецька,* складена з чотирьох горизонтів: a) озерних пісків та глин, b) лагунних червоних, жовтих і голубих глин, внизу з проверстками вапняків, c) грубих вапняків, зверху з кімериджською, внизу з середньокеловейською фауною,



Рис. 19. Відслонення середньоюрських відкладів на північно-західній окраїні Донецького кряжа. Район Ізюма.

d) косоверствуватих пісків і гравію з рештками устриць; 3) *кам'янська* — континентальні (озерні й річкові) відклади з численними рештками викопної рослинності у верхній частині; ці відклади наче відповідають трьом палеогеоморфологічним циклам, початкові стадії яких були пов'язані з підняттям, — верхні горизонти світи відповідають келовею, нижні — другій половині бату; 4) *підлужна* — попелясто-сірі і чорні сланцюваті глини з проверстками сидериту і численними рештками викопних морських організмів; у межах світи виділяються три зони, верхня частина її має верхньобатський, а нижня — верхньобайоський вік; 5) *черкаська* — виявлена вгорі грубими залізистими пісковиками, які донизу змінюються голубими глинами, тонкими глинистими пісковиками з проверстками вохри; 6) *бурханівська* — косоверствуваті пісковики, частково континентального (річкового), частково узбережно-морського походження; 7) *кожулинська* — голубосірі сланцюваті глини з проверстками глинистого сидериту, залізистого пісковика й піску та рештками морської фауни. Верхня частина цієї світи, на думку Л. Лунгерсгаузена, має ще середньоюрський вік, а переважно більша її частина — верхньолейасовий. Верхньолейасові морські відклади налягають місцями незгідно на більш давні відклади, значно дисльоковані і почасти сильно зім'яті, як це виявлено у б. Протопопівській, Сухій Кам'янці, Сулигівці тощо. Серед цих, більш давніх, Лунгерсгаузен виділяє ще три світи: верхню — (нижньо)лейасову (*новорайська* світа),

середню — кейпер-ретську (*протопівська* світа) і нижню, власне тріасову (*серебрянська* світа).

Складний поділ юрської системи Донбасу, запропонований Лунгерсгаузеном, не знайшов підтвердження у пізніших дослідженнях (Ремізов, Макридін, 1952).

У роки п'ятої п'ятирічки дослідження юрських відкладів Донецького кряжа провадилось у різних напрямках. В. П. Макридін (1949) уточнює розріз другого морського комплексу А. Д. Архангельського, М. С. Шатського та інших і наводить список скам'янілостей з його відкладів. І. Н. Ремізов і В. П. Макридін (1952) у межах верхньої юри г. Кремінної, або другого континентального комплексу Архангельського, Шатського та ін. (1924), встановлюють закономірну зміну фацій, різноманітність яких, на їх думку, зумовлена не тільки незначними коливальними рухами, а й розчленованим рельєфом, неоднорідними рухами в межах куполів та мульд під час трансгресій у келовеї і нижньому оксфорді. Автори підкреслюють доцільність виділення в складі юри Донбасу лузитанського ярусу, що усуває існуючу невиразність межі між оксфордським і кімериджським ярусами.

І. С. Усенко та І. М. Ямниченко (1952) описали туфогенні відклади, виявлені в юрі у свердловинах на північний схід від ст. Лозової. Поширення вулканогенних порід ці дослідники пов'язують з тектонікою району, виявленою куполами та брахіскладками, що простягаються ланцюгами в північно-західному напрямку. Обидва пункти, де виявлені туфогенні породи, як зазначають автори, знаходяться у міжкупольних прогинах. Один розміщений у прогині, що обмежовує з південного заходу Крутоярську, Волвенківську і Петрівську структури, а другий — в аналогічному прогині, що обмежовує з південного заходу Новомечебилівську структуру. Усенко і Ямниченко (1952, стор. 461) приходять до висновку, що «найімовірнішим усе ж здається припущення, що виникнення туфогенних порід серед келовей-батських відкладів даного району пов'язане з місцевими виверженнями по розломах». Вони також вважають, що основна маса туфогенного матеріалу, яка складається з вулканічного попелу, частки якого не носять слідів обкочування, утворилась шляхом осідання попелу в воду прямо з повітря. Ефузії відбувалися по розломах, які виникли у процесі формування купольних структур.

В. П. Макридін у 1952 р. опублікував монографію, присвячену викопним брахіоподам верхньої юри Донецького кряжа, в якій описав великий матеріал. На підставі палеонтологічних даних він запропонував нову схему стратиграфічного поділу донецької юри. Робота Макридіна зустріла ряд критичних зауважень з боку І. М. Ямниченка (1952), який вважає обгрунтування стратиграфічного поділу донецької юри у Макридіна сумнівним, особливо щодо лузитанського, кімериджського і волзького ярусів.

М. Т. Сазонов (1953) дав загальні порівняльні характеристики юрських відкладів Донецького кряжа, Дніпровсько-Донецької западини і Російської платформи, з метою встановити єдину схему стратиграфічного поділу юрської системи СРСР.

Ф. А. Станіславський (1953) опрацював рослинні рештки з мезозойських відкладів Донецького кряжа. За його висновками, вік викопної флори з басейну р. Береки, с. Гаражівки та околиць Новорайського, очевидно, середньолейасовий, оскільки флоровмісні верстви залягають під глинами тоарського віку. Він також відзначає, що на протязі пізньотріасового-ранньолейасового часу в Донбасі відзначається існування двох флор—спочатку флори з лепідоптерисами, а пізніше—більш різноманітної рослинності з аномозамітесами. Наявність решток викопної рослинності Станіславський відзначає також у відкладах, що належать до верхнього лейасу і низів середньої юри. Повсюдно зустрічаються рештки викопної рослинності у наверствованнях, які охоплюють верхній бат і низи келовею, далі, зрідка, в оксфордських верствах та у відкладах титону і нижньої крейди.

Питання стратиграфії юрських відкладів Донецького басейну і області його переходу до Дніпровсько-Донецької западини недавно переглядав Б. П. Стерлін (1953); матеріали, які він зібрав, стосуються уточнення окремих частин розрізу юрських відкладів.

Істотно нові відомості про викопні органічні рештки з юрських відкладів Дніпровсько-Донецької западини подала О. К. Каптаренко-Черноусова в роботі за 1954 рік. Вона описала шість видів викопних голотурій, що належать до роду хіродат. Три види були знайдені у наверствованнях келовей-оксфордського віку, два у байоських відкладах і один у відкладах ааленського ярусу.

Своєрідний район відслонень юрських відкладів становлять Канівські гори, розташовані в зоні зчленування Дніпровсько-Донецької западини і Українського кристалічного щита. Юра Канівщини пов'язана з юрськими відкладами в Дніпровсько-Донецькій западині. Вивченість її ще недостатня.

Мезозойські відклади в межах середнього Придніпров'я відомі з середини минулого століття. Зокрема, юрські відклади в околицях Трахтемирова, Григорівки, Селища та інших місць на Канівщині вперше виявив К. М. Феофілактов (1851). Він вважав їх належними до оксфорду і за літологічними ознаками ділив на три яруси. В 1872 р. Феофілактов у пояснювальному тексті до геогностичної карти Київської губернії значно уточнює розріз юрських відкладів на Канівщині. Тепер він виділяє яруси: нижній — сланцюватих глин і верхній—мергельних пісковиків. Обидва яруси він відносить до середньої юри.

Дальший крок у вивченні юрських відкладів Канівщини становить праця А. Д. Карицького (1890). На підставі дослідження юрських відкладів у північній частині Канівського району і палеонтологічних даних Карицький приходить до висновку про те, що незаперечно обгрунтований лише макроцефаловий вік канівської юри, яка становить *макроцефаловий* горизонт келовейського ярусу. Цей горизонт поділяється ще на два підгоризонти: верхній—*перисфінктовий,* і нижній—*кадоцератовий.* Канівську юру Карицький порівнює за характером з рязанською. Пізніші відомості про юрські відклади на Канівщині є в роботах В. І. Лучицького, П. Я. Армашевського і, зокрема, П. А. Тутковського (1900).

Спеціальні дослідження юрських відкладів Канівського району були відновлені в радянський час. В. В. Різниченко (1926) дав вичерпно повні характеристики розрізів юрських відкладів та складних дислокацій їх верств. Встановлюється у відкладах юри на Канівщині наявність верств батського і келовейського ярусів.

Палеонтологічне опрацювання скам'янілостей з юрських відкладів Канівщини здійснила К. А. Цитович (1928). На підставі цього вона приходить до висновку, що келовей на Канівщині виявлений нижньою і середньою частинами. У середньому келовеї виділяються верхня зона, з викопними рештками великих фоладомій і перисфінктесів, і нижня зона — з численними кеплеритесами. На думку К. А. Цитович, особливості фауни келовею канівської юри зумовлені близькістю кристалічного щита, наявність якого позначалась на фізико-географічних особливостях юрського моря, в яке з щита зносило велику кількість уламкового матеріалу.

Значне поширення юрських відкладів установлене в радянський час бурінням у межах Дніпровсько-Донецької западини. Стратиграфічне розчленування їх здійснене співробітниками відділу

мезозою Інституту геологічних наук АН УРСР, за матеріалами І. М. Ямниченка, О. К. Каптаренко-Черноусової, Т. А. Ткаченко, Ф. А. Station-славського, Л. Лунгерсгаузена, В. П. Макридіна і Л. Г. Дайн, у 1954 р. На підставі літологічного складу, залишків макро- і мікроорганізмів та решток викопної рослинності вважається, що в межах Дніпровсько-Донецької западини і північно-західних окраїн Донбасу поширені відклади усіх ярусів юрської системи, від низів її до кімериджу, включаючи відклади гетанського, тоарського, ааленського, байоського, батського, келовейського, оксфордського, кімериджського і титонського ярусів.



Рис. 20. Відслонення юрських відкладів на лівому березі Дністра в гирлі р. Золотої Липи.

Окрему велику область поширення юрських відкладів у межах Української РСР становлять Галицько-Волинська синекліза і Східні Карпати.

У межах Галицько-Волинської синеклізи юрські відклади виявлені за допомогою буріння. Незначні відслонення їх відомі лише по долині Золотої Липи (рис. 20) та на правобережжі Дністра нижче м. Тлумача. У свердловині в районі м. Стрия юрські відклади виявлені на глибині понад 3000 *м*. **В останній час в юрській** системі Волино-Подільської синеклізи виділяють нижню — *сокальську*, середню — *рава-руську* і верхню — *буковинську* світи.

Юрські відклади в Карпатах виявив Г. Хауер в 1868 р. У подальшому ці відклади вивчали зарубіжні вчені різних країн. Справжня картина стратиграфії юрських відкладів Карпат була виявлена лише після возз'єднання українських земель, за радянської влади. Перші обгрунтовані матеріали про юрські відклади Східних Карпат опублікували М. В. Муратов (1947) і В. І. Славін (1946). Славін (1950) дав нарис нижньоюрських відкладів північно-східних Карпат. Він відзначає, що відклади нижнього й середнього лейасу відомі лише в західних частинах Закарпаття. Нижній лейас виявлений теригенно-уламковою і, вище, мергельною світами. Верхній лейас перекриває нижній незгідно. В його межах простежуються дві світи — пащано-вапнякова — *«белемнітова»*, і світа *кристалічних вапняків*. Перша належить до тоару — нижнього байосу. В. І. Славін також опрацював рештки амонітів з титон-валанжинських відкладів Карпат (1953); фауну було зібрано в басейнах рр. Богдану, Чорної Тиси, Боржави і на вододілі рр. Лужанки і Вульхівчика. Серед відкладів титон-валанжину Славін виділив фації: 1) рябих кальпіонелових і брекчієподібних вапняків, серед яких виявлено проверстки криноїдних вапняків і вапнякових брекчій (кам'янецька фаціальна зона); 2) сірих пелітоморфних фарфороподібних вапняків (свалявська фаціальна зона); 3) кременистих вапняків (тисальська фаціальна зона); 4) коралово-рифових вапняків (камелійська фаціальна зона); 5) кальпіонелово-цефалоподових білих і рябих вапняків (петроська фаціальна зона). Серед викопних амонітів Славін описав представників роду філоцерасів, каліфіцерасів, літоцерасів, стреблітесів, гаплоцерасів, спіцерасів, перисфінктесів, беріасель. Тепер у Карпатах відомі палеонтологічно обгрунтовані відклади *синемюру, лотарингену, тоару, аалену-байосу;* умовно виділяються верстви *гетангену* та *плієнсбаху.*

Останню значну область поширення юрської системи відкладів на території УРСР становить Крим. Юрські відклади в Кримських горах відслонюються на великій площі. Серед наверствовань осадочних порід Криму верстви юрського віку виявлені ще на початку минулого століття.

Докладне дослідження юри в Криму, перші спроби її стратиграфічного поділу починаються з другої половини XIX ст. Великі матеріали про умови залягання, склад та викопні органічні рештки з юрських відкладів Криму зібрали і опрацювали Г. Д. Романовський (1867, 1869, 1871, 1872), О. О. Штукенберг (1871, 1874), В. Д. Соколов (1883, 1894), К. К. Фохт (1888—1901), В. М. Цебриков (1903), М. І. Каракаш (1895, 1902, 1905, 1907, 1909, 1910), О. О. Борисяк (1901, 1902, 1903, 1906, 1907, 1908, 1926), Д. П. Стремоухов (1894, 1913, 1916, 1919, 1922).

Особливо значні матеріали і повні відомості про юрські відклади Криму були зібрані в роки радянських п'ятирічок у результаті детальних геологічних досліджень О. С. Моїсеєва (1920, 1930, 1934, 1935, 1936, 1937, 1944), С. Н. Михайловського (1925, 1927, 1932), Д. В. Соколова (1924, 1925, 1927), В. Ф. Пчелінцева (1916, 1924, 1925, 1926, 1927, 1931, 1937), В. І. Бодилевського (1927), Г. Я. Кримгольця (1932), Г. Ф. Вебера (1925, 1934) та ін. Палеонтологічне обгрунтування стратиграфічного поділу юрських відкладів Кримських гір дано в працях О. С. Моїсеєва та В. Ф. Пчелінцева.

Нове зведення матеріалів по стратиграфії, складу і тектоніці юри дав М. В. Муратов (1949). За його висновками, межа між юрськими і тріасовими відкладами проходить у таврійській товщі. Перехідними від тріасу до лейасу вважаються наверствування *ескі-ординської світи,* яка, в цілому, відповідає карнійському ярусу. Пізніша перерва у відкладанні юрських верств у Криму охоплює верхній лейас і початок догеру. Тоді нижньомезозойські відклади в Кримській геосинкліналі були зім'яті в складки. На розмиту поверхню давніших відкладів у Криму налягають середньоюрські верстви і *нижній келовей,* які становлять один комплекс наверствовань. Подальший єдиний комплекс відкладів у Криму, за даними Муратова, становлять *верхньоюрські* й *нижньокрейдові* відклади. Вони включають середній і верхній *келовей, оксфорд* і *лузитан, кімеридж* та *титон* і відзначаються мінливістю фацій.

Значно поширені юрські відклади в межах Причорноморської западини. У глибоких свердловинах вони виявлені на південних схилах Донецького кряжа — у верхів'ях Єланчиків, у Перекопському Степу — біля Ново-Олексіївки, на Тарханкуті, в Одеській області, а також у Молдавській РСР. Склад юрських відкладів у цих місце-

Таблиця 10

Порівняльна схема стратиграфічного поділу юрських відкладів УРСР

Відділ	Ярус	Під'яруси	Фауністична зона	Індекс
Верхній (мальм)	Волзький			
	Кімеридж-ський	Верхній	Exogyra virgula	$J_3km_2^2$
			Aulacostephanus pseudomutabilis	$J_3km_2^1$
		Нижній	Desmosphinctes miownikensis, Rasenia uralensis, Cardioceras ritchini	J_3km_1
	Оксфорд-ський	Верхній	Cardioceras alternans	J_3oxf_3
		Середній	Martilliceras martelli, Cardioceras lenaidae	J_3oxf_2
		Нижній	Cardioceras cordatum	J_3oxf_1
	Келовей-ський	Верхній	Quenstedticeras lamberti, Quenstedticeras mariae	$J_3cl_3^2$
			Quenstedticeras keyserlingi	$J_3cl_3^1$
		Середній	Erymnoceras coronatum	$J_3cl_2^2$
			Cadoceras milashevici, Cosmoceras Jason	$J_3cl_2^1$
		Нижній	Kepplerites galloviensis, Kepplerites gowerianus	$J_3cl_1^3$
			Cadoceras elatmae	$J_3cl_1^2$
			Arcticoceras ishmae	$J_3cl_1^1$
Середній (догер)	Батський	Верхній	На зони не поділяється (рослинні рештки)	J_2bt_2
		Нижній	Pseudocosmoceras masarovici	$J_2bt_1^2$
			Pseudocosmoceras michalskii	$J_2bt_1^1$
	Байоський	Верхній	Parkinsonia doneziana	$J_2bj_2^3$
			Garantia garantiana	$J_2bj_2^2$
			Strenoceras niortense	$J_2bj_2^1$
		Нижній	Stephanoceras humphriesianum	$J_2bj_1^2$
			Witchellia rossica	$J_2bj_1^1$
	Ааленський	Верхній	Ludwigia murschisonae	J_2aal_2
		Нижній	Lioceras opalinum	J_2aal_1
Нижній (лейас)	Тоарський	Верхній	Hammatoceras insigne	$J_1tr_3^2$
			Lytoceras jurense	$J_1tr_3^1$
		Середній	Hildoceras bifrons	$J_1tr_2^2$
			Dactylioceras	$J_1tr_2^1$
		Нижній	Hildoceras serpentinum	J_1tr_1
	Гетанг-ський-до-мерський		Континентальні відклади з рослинними рештками	J_1

Дніпровсько-Донецька западина		Донбас	Крим	Карпати
	Верхня континентальна світа	Заводська континентальна світа	Глиниста флішова товща—червоні брекчієподібні вапняки	Вапняковий конгломерат Рожеві, червоні, криноїдні вапняки з морськими їжаками Вулканічні ефузивні породи
Червоно-коричньові глини й сірі пісковики	Кременецька морська світа	Верхня морська світа (вапняки)	Тонковерствуваті вапняки, мергелі і вапняковисті аргіліти	Червоні грубокристалічні криноїдні вапняки з рештками брахіопод
Глини зеленуватосірі з Cardioceras cordatum	Кам'янська континентальна світа	Континентальна світа з рештками рослинності Вулканогенні відклади	Рифові вапняки, верствуваті вапняки і піщано-глинисті відклади	Чорні кременисті сланці Піщано-вапнякова — «белемнітова» світа кристалічних вапняк і з кременями
Глини голубуватосірі, зеленуватосірі, мергелисті	Підлужна морська світа	Морські пісковиково-глинисті відклади	Глинисто-піщано-конгломератова світа Янишарський горизонт Перерва	Перерва Мергельна світа Жовтуватобілі плитчасті мергелі і вапняки Теригенно-уламкова світа сірих мергельних глин, пісковиків та мергелів
Глини сірі, темносірі, туфогенні, з проверстками алевроліту пісковика	Черкаська морська світа	Нижня морська світа (пісковиково-глинисті відклади)	Туфо-лавова світа (морські відклади з Parkinsonia parkinsoni Sow.)	
Глини сірі, темносірі, щільні, з стяжіннями сидериту з Parkinsonia donetziana	Бурханівська світа		Бітакська світа	
Товща синюватосірих глин з проверстками пісковиків і алевролітів з Leioceras opalinum, нижче з Exteria	Кожулинська морська світа		Перерва	
Пісковики світлосірі, крихкі, каолінисті, з проверстками каолінистих глин та рослинних рештток	Новорайська		Сланці і пісковики таврійської формації Ескі-ординська світа	

востях і відношення їх до юрських відкладів суміжних районів ще потребує додаткового вивчення.

Нерівномірна вивченість юрських відкладів у різних районах їх поширення, значний різнобій у розумінні обсягу різних стратиграфічних підрозділів та неузгодженість номенклатури стратиграфічного поділу дуже утруднюють поки що порівняння юрських відкладів Української РСР.

Порівняльна схема стратиграфічного поділу юри УРСР, наведена в табл. 10, дає лише наближене уявлення про можливе співвідношення наверствовань юрського віку окремих районів.

Крейдова система

Серед осадочних наверствовань земної кори в межах Української РСР крейдові відклади особливо поширені. Відслонюється крейдова система на великій площі. У північно-східній і східній частинах республіки відклади крейдової системи облямовують край Дніпровсько-Донецької западини, в межах якої вони дуже поширені. Відслонення крейди там зустрічаються по долинах Десни, Сейму, Псла, Ворскли, Осколу, на північний схід від лінії Кролевець—Білопілля—Суми — Грайворон—Чугуїв—Кремінна. Відклади крейдової системи відслонюються вздовж долини Дінця, в північно-західній частині Донбасу і на його південних схилах, на схід від Амвросіївки.

На великих просторах відслонюється крейдова система в межах Волино-Поділля, де вона поширена в Галицько-Волинській синеклізі. На великій площі від західного краю кристалічного щита на сході до долини Західного Бугу на заході крейда відслонена повсюдно. Тут вона бере участь у будові рельєфу (рис. 21). Південніше крейдові відклади відслонюються по долинах Дністра і його приток. Між західною, Волино-Подільською, і східною, Дніпровсько-Донецькою, областями повсюдного залягання порід крейди окремі острівці крейдових відкладів зустрічаються на поверхні Українського кристалічного щита.

Крейдові відклади відіграють істотну роль у геологічній будові Карпат. Там верстви крейдової системи сильно дисльоковані.

Окрему область залягання крейдових наверствовань маємо в Криму і в Причорноморській западині. Крейда відслонюється вздовж північних схилів Кримських гір, на Тарханкутській височині і Керченському півострові. В Степовому Криму і в усьому Причорномор'ї вона занурена на велику глибину і виявлена лише за допомогою свердловин.

Крейдові відклади на території Української РСР відомі з другої половини XVIII ст. Вперше наявність їх на Чернігівщині відзначив Шафонський у 1786 р. У 1790 р. крейду в Криму виявив В. Ф. Зуєв. У наступному крейдові відклади там вивчалися з різною інтенсивністю і детальністю. Відомості про них збільшувалися в міру збільшення знань взагалі про геологічну будову південної частини Європейської території СРСР.

Докладні відомості про крейдові відклади північно-східної частини УРСР починають систематично нагромаджуватися з другої половини минулого століття. Багато цікавих відслонень крейди між Новгородом-Сіверським і Мізином у 1847 р. описав Єрофеєв. В описі відслонень відзначено, що в нижній частині їх залягає біла крейда, яка в міру наближення до поверхні переходить у рухляк. Цей дослідник констатує, що крейдові відклади на узбережжі Десни перекриті піском. Домонтович (1865) зазначає, що вапняк видобувають на правому березі Десни біля Новгорода-Сіверського і на березі р. Клевені біля сс. Ротівки та Наумівки.

Підсумки вивчення крейдових відкладів на першому етапі їх дослідження підвів Н. Д. Борисяк (1867). Він відзначив, що на Чернігівщині крейда має розмиту поверхню і по берегах річок відслонюється крутими урвищами. Відклади крейди він поділив на три яруси: 1) верхній — зеленуваті трепелоподібні рухляки, пісковики, глини та піски; 2) середній — біла крейда, зверху рухлякувата, потім м'яка, розбита щілинами, донизу переходить у мергель; 3) нижній — глауконітова крейда з піском, конгломератом і рябою рухляковою глиною. Як відзначає Борисяк, крейда в Новгород-Сіверському районі вкрита



Рис. 21. Кора звітрювання і крейдові відклади на поверхні вулканічних порід. Басейн р. Горині.

верствою надкрейдових відкладів, які він ототожнює з відкладами третинної системи.

Після робіт Н. Д. Борисяка крейдові відклади північно-східної частини території УРСР вивчало чимало дослідників. Серед них особливо багато фактичних даних зібрав І. Ф. Леваковський (1870, 1873). Він доводив, що верстви крейди спадають до північного заходу на 0,522 *м* на кожен кілометр відстані. За його даними, на широкій площі між Десною і Сеймом внизу залягає крейда, вище лежать верстви сірих глинистих пісків і, подекуди, опок, ще вище — білий та жовтий пісок, пісковик, і нарешті — наносні породи.

Пізніше відомості про крейду на Чернігівщині подавали П. Я. Армашевський (1903), П. Замятченський (1900), П. М. Чирвінський і багато інших. Зокрема, Чирвінський писав про широке виявлення карсту. Він також твердив, що в басейні р. Сейму відслонення крейди становлять північно-східне крило Дніпровсько-Донецької западини. Тектоніка крейди цього району зв'язана з тектонікою Донецького кряжа і є продовженням її на північний захід.

Стратиграфію крейдових відкладів Чернігівщини висвітлювали Г. С. Буренін і Г. Ф. Мірчинк (1914). Вони виділяли в складі крейдової системи яруси: турон, емшер, нижній і верхній сенон. Далі на південний захід відслонюються молодші відклади крейдової системи, представлені власне крейдою.

Велику увагу вивченню крейдових відкладів на Чернігівщині приділив Г. Ф. Мірчинк (1919). Він описав значну кількість відслонень і дещо уточнив схему стратиграфічного поділу крейди цього краю.

Пізніші дослідження крейдових відкладів північно-східних районів Української РСР були здійснені в процесі геологорозвідувальних робіт, що їх провадило Українське геологічне управління в 1929 і 1933 рр. Ці роботи уточнюють дані про хімічний склад і залягання крейди в Новгород-Сіверському та Глухівському районах.

Наявність крейдових відкладів у Дніпровсько-Донецькій западині давно була встановлена у численних свердловинах. Дані буріння звела О. Л. Лічкова в 1929 р. Подальші відомості про крейдові відклади в цьому районі опубліковані в роботі О. Д. Сергєєва і І. М. Ямниченка (1941). На розрізах через западину вони виділили яруси туроно-датський, представлений білою крейдою, і сеноманський — різнозернисті піски, нижньокрейдові (апт-гольт) піски і темні глини.

Важливі дані для уточнення верхньої межі крейдової системи та її зв'язку з третинною одержала в результаті вивчення решток мікроорганізмів О. К. Каптаренко-Черноусова (1953). Це питання розглядали Л. Г. Дайн (1939), І. П. Чернецький (1940), Г. Г. Мурашківська (1951), В. П. Василенко (1950) та ін.

О. К. Каптаренко-Черноусова приходить до висновку, що серія мезокайнозойських відкладів північної частини Української РСР збагачується на датські та палеоценові відклади, які відрізняються складом форамініфер. У районі Сум до відкладів датського ярусу вона відносить кременистий опоковидний пісковик, який лежить на білій крейді. У підошві його залягає проверсток із включенням стяжінь фосфориту. На ньому лежить верства дрібнозернистого глауконітового піску. За даними Г. Г. Мурашківської (1951), у відкладах датського ярусу Сумського району наявні рештки Gaudriana rugosa Orb., Heterostomella ex gr. gigantica Subb., Anomalina acuta Plumm. та ін. Відклади датського ярусу по р. Красній в Кремінському районі Луганської області лежать під палеогеновими залізистими пісковиками з дрібною чорною галькою і представлені світложовтим мергелистим слюдистим піском. Серед численних викопних черепашок форамініфер Каптаренко-Черноусова наводить Gümbelina globellosa (Ehrenb.), Reussella minuta (Marsson), Globigerinella aspera (Ehrenb.), Globorotalia membranacea (Ehrenb.), Anomalina acuta Plumm. та ін. Виявлення відкладів датського ярусу в межах Дніпровсько-Донецької западини дає можливість порівняти верхи крейдових відкладів на платформеній частині УРСР з відкладами крейди на Поволжі і в Криму.

Відома на даний час площа охарактеризованих палеонтологічно датських відкладів визначається такими межами: Суми — Червоно-Попівка—Єпіфанівка; площа поширення палеоценових відкладів, охарактеризованих палеонтологічно, визначається напрямком Логвини—Хмелів—Суми—Гуринівка — околиці м. Змієва—басейн р. Бистрої; комплекс форамініфер датського ярусу характеризується, поряд з верхньокрейдовими формами, невеликою домішкою палеогенових, переважанням у міцних кременистих пісковиках північно-східного схилу Дніпровсько-Донецької западини представників лагенід, роталіїд тощо. Палеоценові відклади характеризуються своєрідним новим комплексом форамініфер з домішкою верхньокрейдових видів і палеогенових видів, характерних для київського ярусу.

У 1954 р. О. К. Каптаренко-Черноусова, Є. С. Липник, М. П. Балуховський і А. Іванніков розробили схему стратиграфічного поділу крейдових відкладів Дніпровсько-Донецької западини і північно-західних окраїн Донбасу. Зверху вниз вони виділяють відклади ярусів датського, маастрихтського, кампанського, сантонського, коньякського, туронського і сеноманського. Нижня крейда на північно-західних окраїнах Донбасу не виявлена. У Дніпровсько-Донецькій западині виділені верхньоальбського віку сірозелені глини, сірі пісковики і піски, потім континентальна строкатоколірна світа верхньобаремсько-нижньоальбського віку, підстелена сірими глинами з проверстками пісковика, нижньобаремського піску і давніших відкладів нижньої крейди. На південно-західному краї Дніпровсько-Донецької западини крейдові відклади відслонені лише на Канівщині; там вони сильно дисльоковані.

Склад та стратиграфічний поділ крейдових відкладів на Канівщині досліджував Г. А. Радкевич (1900), який вивчив скам'янілі органічні рештки і стратиграфічно розчленував канівську крейду. Крейдові відклади також вивчали П. Я. Армашевський та В. В. Різниченко.

Дослідження крейдових відкладів у Донбасі провадилось поряд з вивченням його вугленосності. Перші відомості про крейдові відклади на Донецькому кряжі відносяться до другої половини XVIII ст. Наявність крейди на північно-західних окраїнах Донецького кряжа відзначив у 1789 р. Гюльденштедт. Далі характеристику відслонень крейди давали Є. П. Ковалевський (1827, 1829), І. Іваницький (1833, 1840), Олів'єрі (1836). Значні матеріали щодо крейдових відкладів Донбасу зібрала в 1854 р. експедиція А. М. Демидова.

Пізніше крейдові відклади на Донецькому кряжі досліджував Н. Д. Борисяк (1867). Він поділив крейду на три яруси: 1) верхній, до якого, частково, віднесені також відклади палеогену, 2) середній — біла крейда і мергель; 3) нижній, що в цілому відповідає сеноману.

Подальші дослідження братів Носових, Антипова, Жолтоножкіна і Васильєва (1872), В. О. Домгера (1881), І. Ф. Леваковського (1870, 1873) і П. П. П'ятницького (1890) уточнили межі крейдових і третинних відкладів Донбасу. Л. І. Лутугін (1895, 1896) висвітлив стратиграфічні контакти крейдових і третинних відкладів у районі м. Лисичанська.

Важливий крок вперед у справі вивчення органічних решток з крейдових відкладів і стратиграфії останніх становить праця І. В. Фавра (1903). Він палеонтологічно обгрунтовує стратиграфічний поділ крейдових відкладів Донбасу і виділяє яруси: 1) сеноманський, складений кременистими, глинистими і глауконітовими мергелями, 2) туронський, представлений глауконітовими та глинистими мергелями, і 3) сенонський — різні крейдові мергелі.

Дальші доповнення характеристики крейдових відкладів у дорадянський період дали О. О. Борисяк (1905, 1906), О. О. Борисяк і М. М. Яковлєв (1916), М. М. Яковлєв (1914), А. В. Фаас (1917) та ін.

У роки радянської влади крейдові відклади в Донбасі вивчались особливо докладно. Відомості про них є в роботах Л. Є. Наливайка (1936), Б. К. Ліхарєва (1928), Б. Ф. Мефферта (1923, 1925, 1931). Докладне вивчення крейдових відкладів на північно-західних окраїнах Донецького кряжа здійснив і розробив схему стратиграфічного їх поділу М. С. Шатський (1924). Він перший виділив у складі крейдових відкладів Донецького кряжа коньякський і сантонський яруси.

Верхньокрейдові відклади басейну Дінця, за повідомленням Н. С. Морозова (1952), мають багато органічних решток, на підставі чого можливе уточнення їх стратиграфії. Зокрема, кампан, який має потужність 50—70 *м* і виявлений білою писальною крейдою, місцями синюватосірою і скрем'янілою, з Belemnitella mucronata, можна поділити на три зони: 1) нижню, потужністю 24,0 *м*, з Anomalina ex gr. rubiginosa Cushman; 2) середню, потужністю 24 *м*, з рештками Planulina ex gr. schloenbachi (Reuss), Gyroidina exculpta Reuss, і 3) верхньою, потужністю 22 *м*, з рештками Orbigniana simplex (Reuss), Planulina taylorensis (Corsey) та ін. (рис. 22).

Відклади маастрихтського ярусу по р. Калитві представлені повними розрізами. В околицях слободи Криворіжжя вони виявлені білим, схожим на крейду, мергелем, що на південь і південний схід замі-

щається спочатку карбонатними глинами, далі, по нижній течії Калитви, рр. Великій і Вільховій — пісками. В основі маастрихтського ярусу лежить фосфоритовий горизонт. У мергелі виявлено рештки Belemnitella mucronata Schloth., B. lanceolata Schloth., B. langei Schatsky — остання поширена в нижній частині розрізу. Завершує розріз маастрихтського ярусу зона з Belemnitella kazimiroviensis, що є стратиграфічним аналогом зони B. americana. Товщина порід цієї зони 8—12 *м*, а всього маастрихтського ярусу — від 1,75 *м* у північній до 52 *м* у південній частині цього району.

Остаточно схема стратиграфічного поділу крейдових відкладів Донецького кряжа була вироблена в 1925 р. У підсумках роботи Геоло-



Рис. 22. Відслонення верхньокрейдових відкладів у Донбасі. Гора Кремінна, район Ізюма.

гічного комітету за 1925 рік прийнято такий розподіл крейдових відкладів Донбасу (знизу вгору): сеноман — відклади піскуватої фації крейди; турон — схожі на крейду мергелі і біла крейда з великою кількістю кременю та фауною іноцерамусів; сантон — піскуватий мергель з численними рештками пелеципод, гастропод та амонітів; верхній сенон — глинистий мергель з белемнітелями.

Сучасні уявлення про стратиграфічний поділ крейдових відкладів на північно-західних окраїнах Донецького кряжа наведені вище.

Другу велику область поширення крейдових відкладів на території Української РСР становлять Волино-Поділля і Карпати. Вивчення крейдової системи в їх межах ішло різними шляхами.

Крейдові відклади на Волині були відомі ще за Київської Русі і широко використовувались для будівництва. Перші літературні джерела про них відносяться до початку XIX ст. Одними з перших поширення крейди в басейні Горині і на Поділлі відзначали С. Сташиць, А. Л. Анджейовський, Ігнат Яковицький (1836). Для характеристики крейдових відкладів велике значення мали у свій час праці Едуарда Івановича Ейхвальда (1830, 1840, 1850, 1854). Він описав відслонення крейди від середнього Придністров'я на південному сході до м. Гродна на північному заході. Про крейдові відклади на Волині і Поділлі писали Ф. Дюбуа, Ж. Пуш, Г. К. Бльоде та ін. М. П. Барбот де Марні (1867), поряд з грунтовним вивченням третинних відкладів Волино-Поділля,

коротко характеризував наверствовання крейдових відкладів у його межах. Одним з перших стратиграфічний поділ крейдових відкладів Придністров'я здійснив у 1884 р. Е. Дуніковський, який вивчав крейдові відклади в басейні р. Ушиці. Він виділив: 1) сеноманський ярус—зелені глауконітові піщанисті відклади; 2) туронський і сенонський яруси—мергель з кремінням.

А. С. Рогович (1860, 1874, 1875) описав рештки викопних риб і молюсків з крейдових відкладів Волині. П. Я. Армашевський виявив нові на той час скам'янілості у крейдових відкладах Поділля і значно розширив відомості про географічне поширення крейдових відкладів у північно-західних районах (1882, 1889). Значний крок вперед у вивченні крейдових відкладів на Волині і Поділлі становлять праці Г. А. Роговича (1892, 1896, 1897, 1898). Він висвітлив особливості поширення крейдових відкладів, вивчив палеонтологічні дані та петрографічний склад їх. Він установив наявність на Волино-Поділлі відкладів усіх горизонтів сеноману, крейди й крейдяних відкладів туронського та, частково, нижньосенонського віків.

У першому десятилітті XIX ст. деякі нові дані про крейдові відклади західного Поділля зібрали Вишньовський, Павловський, Рогаля, Новак, Й. Семірадський (1901—1902) та ін.

Підсумки вивчення крейдових відкладів на Волино-Поділлі підвів у 1914 р. В. Д. Ласкарєв. Він відзначив, що в межах 17-го аркуша загальної геологічної карти Росії десятиверстного масштабу поширені лише верхньокрейдові відклади, у складі сеноманського, верхньотуронського і нижньосенонського ярусів. В. Д. Ласкарєв дає вичерпно повні характеристики відслонень крейдових відкладів, описує їх склад і наводить докладні списки скам'янілостей.

Нові дані про крейдові відклади в межах Волино-Подільського плато почали нагромаджуватися лише за радянського часу. Вивченням органічних решток з верхньокрейдових відкладів західної частини УРСР займався великий колектив геологів. Серед опублікованих праць О. В. Савчинської (1939), О. К. Смирнової і С. І. Пастернака (1948), Н. П. Михайлова (1948) для висвітлення стратиграфії крейдових відкладів платформеної частини УРСР особливо велике значення має робота Д. П. Найдіна (1952). Основуючись на палеонтологічному вивченні верхньокрейдових белемнітів, Д. П. Найдін обгрунтував стратиграфічний поділ крейдових відкладів Волино-Подільського плато на яруси (знизу вгору): 1) вракон і сеноман — верстви з Actinocamax plaenus та ін.; 2) турон — білі вапняки зі стяжіннями кременю і рештками іноцерамусів, зокрема Inoceramus lamarcki (Park.); 3) коньяк — верстви з Inoceramus involutus Sow.; 4) сантон — верстви з Actinocamax verus Mill.; 5) кампан: 1 — нижній кампан — а) нижня частина, б) верхня частина — верстви з Gonioteuthis quadrata (Rev.); 2 — верхній кампан — верстви з Belemnitella mucronata (Schloth.); 6) маастрихт: 1 — нижній маастрихт — верстви з Belemnitella langei Schatsky; 2 — верхній маастрихт, який поділяється на дві — нижню і верхню — частини (рис. 23).

За даними Є. Т. Ламаєвої, у басейнах рр. Ужа, Ірші в межах Житомирської області піщано-глиниста серія порід (в основному — вуглисті глини з верхньої частини цієї серії), які залягають на кристалічному щиті і перекриваються сеноманськими глауконітовими пісками або кременями турону, містить пилок і спори рослин, що здебільшого належать до представників класу Coniferales: родин Pinaceae (Pinus, Picea, Cedrus та ін.), Cupressaceae, Taxodiaceae, Araucariaceae. Рідше зустрічається пилок рослин із класів Bennettitales, Ginkgoales, Cycadales, і ще рідше Cordaitales. Пилку покритонасінних немає. На підставі цих даних вік глин визначається як верхньоюрський — нижньокрейдовий.

Велике поширення крейдові відклади мають у Карпатах. У порівнянні з наверствуваннями крейдової системи в раніш описаних районах відклади її в Карпатах відзначаються дуже складним розрізом, мінливістю фацій, характерною для геосинклінальних областей.

Відомості про крейдові наверствування у Карпатах давали в своїх працях В. Рогаля за 1915, 1916 рр., І. Новак за 1916 і 1917 рр., Б. Кошинська за 1931 рік. В Рогаля описав межу поширення туронських відкладів, виділив емшер і уточнив поширення і склад окремих горизонтів сенону.



Рис. 23. Відслонення крейди. Район м. Кременця.

Наверствування крейди у Карпатах по-справжньому були висвітлені лише за радянського часу. Основні роботи провели О. О. Богданов (1949), Н. П. Михайлов (1951), А. Є. Михайлов (1951), М. В. Муратов (1947, 1949), Є. В. Мятлюк (1950), Ю. М. Пущаровський (1948, 1951), В. І. Славін (1947, 1948, 1953), Н. Н. Соболевська (1951) та ін. Докладну схему стратиграфічного поділу карпатської крейди розробили М. В. Муратов і Н. І. Маслакова в 1951 р. Дослідження радянських геологів встановили наявність у Карпатах нижньокрейдових відкладів. Усю крейдову систему Карпат Муратов і Маслакова ділять на ряд світ, по-різному названих для південно-західного і північно-західного крил Внутрішньої антиклінальної зони та в Зовнішній антиклінальній зоні Карпат. У складі нижньої крейди (готерив, барем) виділяються *рахівська світа*, складена переверствуванням пісковиків, аргілітів, мергелів та вапняків на північно-східному крилі Внутрішньої антиклінальної зони, і *спаська світа* чорних сланців у Зовнішній антиклінальній зоні. У верхньому баремі сталася перерва у відкладанні крейди. Протягом першої половини апту у Внутрішній антиклінальній зоні Карпат відкладалися пісковики і конгломерати. Протягом верхнього апту і нижнього альбу в седиментації осадків знову була перерва. Відклади верхнього альбу і сеноману Муратов і Маслакова поділяють на світи: *тисальську* — мергелі, вапняки і аргіліти на південно-західному крилі Внутрішньої антиклінальної зони; *боркутську* — пісковики і аргіліти на північно-східному крилі цієї зони, і світу *кременистих мергелів* у Зовнішній антиклінальній зоні. Вище, в межах північно-східного крила Внутрішньої антиклінальної зони, виділяється *черемоська* світа чорних аргілітів та пісковиків; вік її відповідає турону і коньяку. Сантону і

кампану в Зовнішній антиклінальній зоні відповідає *самбірська* світа вапняків і мергелів з проверстками аргілітів та пісковиків. Верхню частину крейдової системи Зовнішньої антиклінальної зони Муратов і Маслакова об'єднують під назвою *іноцерамової* світи, виявленої переверствуванням пісковиків, аргілітів, рідше мергелів та вапняків. Вона порівнюється з маастрихтським і датським ярусами. У Внутрішній антиклінальній зоні, за даними цих дослідників, датського ярусу немає, а верхньокрейдові відклади там, від сантону до маастрихту включно, об'єднуються у *пухівську* світу сірих та червоних мергелів, аргілітів, вапняків та пісковиків на південно-західному крилі і *свидовецьку* світу плямистих аргілітів з проверстками та пачками пісковиків на північно-східному крилі Внутрішньої антиклінальної зони Карпат.

Наведена складна схема стратиграфічного поділу крейдових відкладів Карпат відбиває, з одного боку, дуже велику змінність їх, яка створювалась у процесі нагромадження крейди в умовах складних тектонічних рухів, а з другого боку, свідчить про ще недостатню вивченість цих відкладів.

У геосинклінальній області Криму, як і в Карпатах, будова крейдової системи теж дуже складна. В Криму крейдові відклади мають дуже значне поширення. Обширна територія Причорноморської западини має крейду, занурену на значну глибину. За своїми особливостями вона наче перехідна між крейдовими відкладами платформеної території УРСР і Кримської геосинклінальної області. Крейдова система в межах Причорноморської западини виявлена за допомогою глибокого буріння. В Одеському районі крейдові відклади залягають на глибині 794 *м* (Корценштейн, 1951). Сеноман виявлений в основі кварцово-глауконітовими крихкими пісковиками, які вгору переходять у піщані мергелі з галькою кременю та фосфоритів, потім у подібні до крейди мергелі. Загальна потужність сеноману в околицях Одеси 105 *м*. До турон-коньякських відкладів належать мергелі з включенням писальної крейди. Сенонські відклади у верхній частині розмиті, на їх поверхні лежить палеоцен. Сантон виявлений переверствуванням темносірих крейдових мергелів. Кампан представлений переважно білою крейдою. Верств крейди, молодших за кампан, у західному Причорномор'ї немає. На великому протязі крейдові відклади відслонюються вздовж північних схилів Кримських гір, де виявлені обидва відділи системи. Далі крейдові відклади виходять на поверхню або залягають неглибоко в межах Тарханкутського підняття та на Керченському півострові. У свердловинах наверствування крейдової системи виявлені на великих просторах Причорноморської западини.

Вивчення крейдових відкладів у Криму почалося ще у XVIII ст.,— тоді наявність крейди там відзначив В. Ф. Зуєв (1790). Згадки про крейдові відклади в Криму є також у роботах П. С. Палласа, К. Габліцля та ін. Пізніше матеріали про особливості крейдової системи Криму і, особливо, про викопні рештки з крейдових відкладів Кримських гір є в роботах Г. Д. Романовського (1869, 1871, 1872), М. О. Головкінського (1883, 1893), К. О. Мілашевича, Р. А. Пренделя, О. О. Штукенберга (1873), Е. І. Ейхвальда та ін. У 1877 р. Е. Фавр підсумував наявні на той час відомості про крейдову систему Криму і виділив в її складі неоком—середній і верхній його відділи.

Подальший етап вивчення крейдових відкладів Криму, який тривав до Великої Жовтневої соціалістичної революції, позначений глибоким вивченням палеонтології та стратиграфії крейдової системи цього регіону. У цей час були монографічно описані цілі групи викопних організмів крейдового віку. Особливо багато для розуміння крейдових відкладів Криму зробив М. І. Каракаш (1889, 1890, 1891, 1895, 1901, 1905, 1907, 1909, 1913). У 1907 р. він опублікував монографію про нижньо-

Таблиця 11

Порівняльна схема стратиграфічного поділу крейдових відкладів на території УРСР

Загальний поділ		Місцевий поділ						
					Карпати			
Відділ	Ярус	Дніпровсько-Донецька западина	Донецький кряж	Галицько-Волинська синекліза	Внутрішня антиклінальна зона		Зовнішня антиклінальна зона	Крим
Верхній—Cr_2	Датський	Опоки, опоковидні пісковики, глини	Піщані мергелі, вапняковисті піски і опоки		Перерва	Свидовецька світа	Іноцерамова світа	Моховаткові і криноїдні вапняки, піскуваті мергелі і вапняковисті пісковики з морськими їжаками. Глауконітові піски і пісковики з фосфоритом і Nautilus danicus Schloth.
	Маастрихтський	Писальна крейда та мергель піскуватий	Крейда, жовтуваті глауконітові мергелі. Глауконітові піски з Belemnitella langei Schat.	Мергелі темносірі піщанисті з Belemnitella langei Schatsk.	Пухівська світа		Самбірська світа	Глауконітові пісковики, піщані мергелі, мергелі з фосфоритом і Ostrea vesicularis Lam.
	Кампанський	Крейда Біла писальна піскувата крейда з Bel. mucronata Schloth.	Крейда, світлосірі глинисті мергелі з Bel. mucronata Schloth., Inoceramus balticus Böhm.	Мергелі, вапняки, пісковики і піщанисті мергелі з Belemnitella mucronata Schloth.				Піскуваті глауконітові мергелі з лінзами бентонітів. Рештки Bolivinoides dacoratus (Jones), Anomalina stelligera Marie. Білі мергелі
	Сантонський	Мергель білий і сірувато-зелений з Actinocamax verus Mill.	Світлосірі, білі піскуваті мергелі, пісковики та глини з Actinocamax verus Mill.	Жовтуватобілі вапняки з лінзами і проверстками піску з конкреціями фосфоритів з Inoceramus sp.	Перерва	Черемоська світа		
	Коньякський	Біла крейда з Inoceramus involutus Sow.	Мергелі і глини Біла крейда з Inoceramus involutus Sow.	Темносірі, жовтуватобілі мергелі і вапняки з Inoceramus involutus Sow.			Перерва	Білі мергелі з проверстками глини з Inoceramus labiatus Schloth., I. deformis Meek.
	Туронський	Біла писальна крейда Мергель з Inoceramus labiatus Schloth.	Крейда, білі крейдоподібні мергелі з Inoceramus labiatus Schloth.	Білі товстоплитчаті вапняки з стяжіннями кременю				Білі фарфороподібні вапняки, мергелі, глауконітові пісковики
	Сеноманський	Глауконітовий мергель Глауконітовий пісок з фосфоритами з Actinocamax plenus Blv.	Пісковики, глауконітові піски з фосфоритом з Pecten asper Lam.	Пісковики, вапняки, глауконітові піски з фосфоритами, конгломерати з Actinocamax plenus Blv.	Тисальська світа	Буркутська світа	Світа кременистих мергелів	Глауконітові пісковики, мергельні пісковики, мергелі з Inoceramus cripps Mant.
Нижній—Cr_1	Альбський	Глини сірозелені, пісковики й піски з Parvinqnieria inflata Sow.	Піски жовті каолінисті з котунами червоних глин					Флішоподібні чорні глини з проверстками пісковиків, глауконітові пісковики з Pervimqueria inflata Sow.
		Строкатоколірна континентальна світа			Перерва		Перерва	Конгломерати, сланцьові глини з проверстками пісковиків
	Аптський				Пісковики і конгломерати			Глини сірі, бурі, червоні з сидеритом та проверстками пісковиків з Neocomites pronecostatus Felix
	Баремський	Глина сіра з проверстками піску й пісковика			Перерва			Глинисті породи, червонобурі піскуваті вапняки, коралові вапняки, карбонатні пісковики, конгломерати
	Готеривський	Не встановлено			Вапняки і мергелі	Рахівська світа	Спаська світа	Піщано-глинисті і вапнякові відклад
	Валанжинський					Перерва		Піщано-глинисті відклади

крейдові відклади Криму і їх фауну. Ця робота зберегла свою цінність і в наш час. Дані про скам'янілості крейдового віку є також у роботах О. О. Борисяка (1903), В. Н. Цебрикова (1903), К. О. Цитович (1912), К. К. Фохта, Г. Ф. Вебер та ін.

У радянський час детальне вивчення крейдових відкладів набирає більших масштабів. Г. Ф. Вебер склала детальну карту поширення крейдових відкладів у Кримській області і розробила детальну схему їх стратиграфічного поділу. Докладні схеми стратиграфічного поділу наверствовань крейдової системи в окремих районах Криму дали також Г. Я. Кримгольц (1932), О. С. Моїсеєв (1930), М. В. Муратов (1937).

Триває вивчення викопних решток організмів з крейдових відкладів. В. Ф. Пчелінцев вивчив викопних крейдових гастропод (1931), Н. С. Кульжинська-Воронець — представників нижньокрейдових амонітів (1938).

У роботі за 1949 рік М. В. Муратов серед крейдових відкладів Криму виділяє нижній і верхній відділи крейдової системи. Нижня крейда представлена ярусами: валанжинським, у складі двох горизонтів, беріасовим, готеривським, баремським, аптським, нижнім і верхнім альбським. Відклади починаючи з верхнього альбу, верхньої крейди і палеоцену Муратов відносить до одного осадочного комплексу. В його складі верхня крейда представлена сеноманським, туронським, коньякським, сантонським, кампанським, маастрихтським і датським ярусами. Датський ярус у західній частині Кримських гір складений вапняками, які непомітно переходять у відклади палеогену.

Як видно з наведених даних, крейдова система на території Української РСР має надзвичайно складну будову. Рівень вивченості крейдових відкладів в окремих областях їх поширення неоднаковий. В основу стратиграфічного їх поділу покладено неузгоджені щодо обсягу і змісту підрозділи. Це все дуже ускладнює можливості порівняння наверствовань крейдових відкладів різних частин країни. Один з можливих варіантів такого порівняння наведений нами в табл. 11.

4. КАЙНОЗОЙСЬКА ГРУПА

Кайнозойські відклади відіграють дуже велику роль у геологічній будові території Української РСР. Відслонення їх зустрічаються повсюдно вздовж річкових долин, на берегах моря, в урвищах гірських країн. Представлені платформеними і геосинклінальними фаціями, ці відклади мають закономірну будову. Платформений тип нижнього кайнозою широко представлений на просторі від східних меж Української РСР до Карпат і від північних її кордонів до Кримських гір. Найповніше відслонені кайнозойські відклади в басейні р. Дніпра. Геосинклінальний тип нижньокайнозойських відкладів виявлений у межах Карпат та в Кримських горах. У цих областях вони сильно дисльоковані. Кайнозойська група відкладів на території УРСР поділяється на третинну і четвертинну системи. У третинній системі за складом, умовами утворення і поширення чітко відрізняються нижньотретинні відклади — палеоген, і верхньотретинні — неоген. Нижньотретинні наверствовання всюди зустрічаються на території УРСР. Неоген має обмежене поширення і в різних частинах України свої характерні особливості, розгляд яких наводиться нижче.

На відміну від третинних, відклади четвертинної системи поширені на всій території Української РСР. Однак склад їх різко змінний і походження різне. На платформеній частині території УРСР четвертинні відклади найповніше представлені в Придніпров'ї. Також повно виявлені морські відклади на узбережжі Азовського моря, у Причорномор'ї і на Керченському півострові. Окремі й характерні особливості мають четвертинні відклади в гірських районах Криму і Карпат.

Рівень вивченості окремих стратиграфічних підрозділів кайнозойських відкладів УРСР у цілому і в межах окремих областей республіки неоднаковий.

Третинна система

Палеоген

Палеогенові, або нижньотретинні, відклади на території України зустрічаються майже в усіх районах. За складом і умовами відкладання палеоген УРСР різко відмінний на платформі і в гірських країнах. Платформеного типу нижньотретинні відклади найповніше відслонюються у Придніпров'ї, зокрема вздовж правого берега Дніпра. Так само вони повно виявлені в межах Дніпровсько-Донецької западини, де вивчені за допомогою глибокого буріння.



Рис. 24. Дисльоковані третинні відклади — фліш — у Карпатах. Лівий берег р. Бистриці Надвірнянської.

Близьким до платформеного є тип нижньотретинних відкладів у Донбасі. Стратиграфія донецького і придніпровського палеогену майже однакова.

Особливо повно представлені нижньотретинні відклади в Криму. Там відомі класичні їх відслонення. Кримський палеоген тісно пов'язаний з однаковими за віком нижньотретинними відкладами південної частини УРСР.

Окрему область поширення нижньотретинних відкладів становлять Карпати. Однак рівень вивчення їх там ще недостатній і для порівняння палеогену Карпат і інших районів Української РСР потрібні додаткові дані (рис. 24).

Вивчення нижньотретинних відкладів у південно-західній частині Російської рівнини має понаддвохсотлітню історію. Початок досліджень їх у Придніпров'ї поклали видатні російські рудознатці Я. Грамотін і В. Нікулін, які в 1724 р. розшукували руди та вугілля по Дніпру, Ірпеню і Стугні. Ці розшуки завершилися виявленням і описом пласта бурого вугілля у білих пісках третинного віку, широко відслонених у кручах Дніпра. Основу дальшого вивчення третинних відкладів УРСР поклав

Є. П. Ковалевський, який в 1827 р. дав докладну характеристику третинних відкладів Донецького кряжа.

Важливий крок вперед у вивченні палеогену Придніпров'я становлять праці А. С. Роговича (1860, 1871). У 1860 р. він опублікував опис викопних риб із синіх глин та зеленуватосірих пісків околиць Києва і установив палеогеновий вік цих відкладів.

К. М. Феофілактов у 1867 р. виявив у синіх глинах і глауконітових пісковиках околиць Трахтемирова і Бучака викопні рештки молюсків еоценового віку. Цим самим була підтверджена наявність на території Придніпров'я нижньотретинних відкладів. На підставі палеонтологічних даних, зокрема численних решток черепашок Spondylus, Барбот де Марні (1869) виділив у нижньотретинних відкладах України «спондилусовий ярус», до якого відніс синю глину околиць Києва і білий мергель с. Калинівки. Через рік цей дослідник виділив у складі нижньотретинних відкладів молодший за спондилусовий ярус «харківської породи», під якою він розумів піщано-кременисті та глинисті породи, широко відслонені в районі м. Харкова.

У період визначення основних стратиграфічних складників третинної системи території України особливо велике значення мали праці К. М. Феофілактова. Численні палеонтологічні матеріали цього вченого опрацьовували видатні палеонтологи свого часу Т. Фукс і А. Кеннен. Грунтуючись на палеонтологічних і загальногеологічних даних, Феофілактов у 1873 р. виділив у нижньотретинних відкладах київського Придніпров'я три яруси (зверху вниз): 1) ярус білих пісків; 2) ярус спондилусовий, до якого він зарахував глауконітові піски, синю глину і карбонатні піски з фосфоритами, що підстелюють синю глину; останні виділені ще в окремий горизонт «апатитових пісків»; 3) ярус трахтемирівських і бучацьких пісковиків.

О. В. Гуров (1883) розробив схему стратиграфічного поділу третинних відкладів колишніх Катеринославської, Харківської і Полтавської губерній на яруси: 1) зеленуватосірих фосфоритових пісків, 2) синього мергелю і 3) харківський. Білі та жовті піски, що залягають на харківському ярусі третинної системи, він вважав відкладами сарматського, почасти понтичного, віку. Схема стратиграфічного поділу палеогену, запропонована Гуровим, була застосована для характеристики третинних відкладів інших районів (П. Я. Армашевський, 1883; В. О. Домгер, 1902 та ін.). Відомості про склад третинних відкладів наведені в працях П. П. П'ятницького (1889), Ф. М. Женжуриста (1895), П. А. Тутковського (1892, 1902, 1903 та ін.).

Завершення цього етапу вивчення нижньотретинних відкладів становлять праці М. О. Соколова. У своїй класичній роботі про нижньотретинні відклади південної Росії (1893) Соколов поділив нижню частину третинної системи на чотири яруси (від найдавніших до наймолодших): 1) бучацький — фосфоритові і глауконітові піски й пісковики, що містять ядра молюсків та уламки скрем'янілої деревини; 2) київський — синя глина і синій мергель, що її заміщає спондилусова, або спондилова, глина, 3) харківський — глауконітові піски і глини, спонголітові піски й пісковики, кременисті глини, опоки і трепели; 4) полтавський — кварцові жовтобілі піски й пісковики, зрідка з залишками викопної рослинності. Бучацький і київський яруси цей дослідник відніс до еоцену і порівнював бучацькі відклади з верхньою частиною паризького и нижньою бартонського ярусів. Київський ярус, на його думку, відповідає верхам бартонського ярусу Англо-Паризького басейну. Вік харківського і полтавського ярусів, за даними Соколова, олігоценовий. Харківський ярус порівнюється з лігурійським, а полтавський—з тонгрійським і аквітанським ярусами Англо-Паризького басейну.

Схема стратиграфічного поділу нижньотретинних відкладів М. О. Соколова твердо увійшла в практику геологічних робіт та в геологічну науку і зберігає своє значення в наш час.

Пізніші геологічні дослідження внесли багато нових даних про склад окремих ярусів нижньотретинних відкладів, про умови їх утворення, а також щодо географічного поширення їх на території України. У дальшому розвитку відомостей про третинні відклади після робіт Соколова в дорадянський час брало участь дуже багато дослідників. Вивчення третинних відкладів здійснювалось переважно по окремих регіонах.

Важливі дані про третинні відклади південної частини УРСР зібрав А. В. Фаас (1904). Він виявив відклади київського ярусу в басейні р. Інгульця, у північній частині Криворізького району. Верстви палеогену в басейні Південного Бугу описав П. О. Православлєв (1917). В. Д. Ласкарєв виявив та вивчив численні відслонення нижньотретинних відкладів у басейнах рр. Тетерева, Ужу і на Вінниччині (1914).

Велике значення для висвітлення умов поширення палеогену в межах платформеної частини УРСР мали роботи П. А. Тутковського. Він установив наявність відкладів київського і харківського ярусів у районі Луцька і Бережниці на Волині (1897, 1898, 1916). Вперше в історії геологічного вивчення третинних відкладів Тутковський дослідив *рештки мікроорганізмів* з *палеогену* (1892, 1899, 1903).

У той час значну увагу почали приділяти вивченню *решток викопної рослинності* з *третинних відкладів УРСР*. Значні списки викопних рослин вміщені в працях І. Ф. Шмальгаузена (1884), І. В. Палібіна (1901), А. Н. Краснова (1911), В. Д. Ласкарєва (1914) і, особливо, А. М. Криштофовича (1912, 1916, 1926). Цей період вивчення нижньотретинних відкладів Придніпров'я завершився виділенням нового ярусу в складі третинних відкладів—канівського, до якого П. Я. Армашевський у 1903 р. відніс слюдисті, дрібнозернисті глауконітові піски, переверствовані з глауконітовими і кременистими, опокоподібними пісками, що підстелюють бучацький ярус. Новий ярус Армашевський зарахував до палеоцену і порівнював його з лондонським ярусом південної Англії. Дані про палеоценовий вік канівського ярусу підтверджували Г. А. Радкевич (1900), Л. А. Крижановський (1909). Одночасно уточнювалась межа між бучацьким і київським ярусами, яку В. І. Лучицький (1914) запропонував проводити не по підошві київського синього мергелю, а по підошві фосфоритових пісків. Цю пропозицію підтримав Б. К. Ліхарєв (1918), який досліджував нижньотретинні відклади у Донбасі.

Вивчення третинних відкладів на території УРСР особливо розгорнулося за радянської влади. Їх досліджують тепер не окремі дослідники, як то було раніш, а цілі геологічні колективи. Провідна роль у цьому належить Українському геологічному управлінню, Інституту геологічних наук АН УРСР, геологам державних університетів УРСР, а також геологам ВСЕГЕІ та ВНДГРІ.

Здійснені за радянський час геологічні дослідження дуже збагатили відомості про склад і поширення третинних відкладів у різних частинах території УРСР.

У межах Українського кристалічного щита, Дніпровсько-Донецької западини і Донбасу вивчення нижньотретинних відкладів провадили М. А. Ремізов (1941), Л. І. Карякін (1938, 1951), Ю. М. Успенська (1930, 1948), Я. М. Коваль (1939). Про палеоген із східної, північно-східної і північної частини УРСР та Дніпровсько-Донецької западини писали Г. С. Буренін (1926), Г. Ф. Мірчинк (1914, 1923, 1931), М. О. Мельник (1935, 1936), І. А. Коробков (1939, 1946), І. П. Чернецький (1940), В. В. Різниченко (1924, 1928) та ін.

І. А. Коробков на підставі вивчення викопних молюсків з пісковиків бучацького ярусу околиць Новгорода-Сіверського визначив їх вік як середньоеоценовий і порівнював з відкладами лютетського ярусу. Третинні відклади в межах Дніпровсько-Донецької западини, де вони виявлені бурінням, вивчали О. М. Куциба (1937) і, особливо, О. К. Каптаренко-Черноусова (1936, 1941, 1945, 1948, 1952, 1953), яка опрацювала основи детального стратиграфічного поділу окремих ярусів палеогену і встановила безперервний зв'язок третинної і крейдової систем.

Особливо велику увагу дослідників привертає стратиграфічне положення і умови відкладання п о л т а в с ь к о г о я р у с у третинної системи УРСР. Н. В. Піменова, на підставі вивчення залишків рослинності (1929, 1936, 1939, 1941, 1954), відносить вік його до олігоцену-міоцену (до сармату).

Під час геологічного знімання і геологорозвідувальних робіт у межах Українського кристалічного щита і прилеглих до нього районів Причорноморської западини виявлені нові райони поширення третинних відкладів і встановлені нові риси їх стратиграфії. Відомості про це дали в своїх працях О. К. Каптаренко-Черноусова (1936), В. Б. Пясковський (1928, 1929, 1933), Ю. В. Крюков (1939), Ю. Б. Басс (1941, 1946), Б. Л. Лічков, В. М. Чирвінський (1933), Є. М. Матвієнко (1937, 1947), К. І. Маков (1939), М. М. Пухтинський (1941). Нижньотретинні відклади на південній окраїні Українського кристалічного щита висвітлювали О. К. Алексеєв (1931, 1934, 1937), Ю. Г. Дубяга (1927), Ю. Ір. Половинкіна (1936), В. М. Чирвінський (1924, 1926, 1939), В. М. Чирвінський і В. Т. Сябряй (1935), В. С. Слодкевич (1927, 1928, 1931, 1932, 1933), М. М. Клюшников, М. В. Ярцева, Є. Я. Краєва та ін. На підставі палеонтологічних даних, зібраних Половинкіною в районі сс. Цибульова, на правому березі Інгульця, Домоткані, на р. Омельнику, Васівки, на правому березі Дніпра, та ін., Слодкевич виділив *цибулівські* верстви як частину харківського ярусу, у складі якої виявлені скам'янілості нижньоолігоценового і середньоолігоценового часу.

Вивчення третинних відкладів на Донецькому кряжі здійснювалося у процесі геологічного знімання і одночасно з поглибленим вивченням геологічної будови УРСР взагалі. Для висвітлення стратиграфії палеогенових відкладів Донбасу велике значення мали роботи по палеогену Придніпров'я. Особливо велику роль відіграли праці М. О. Соколова, П. Я. Армашевського, Г. А. Радкевича, а по неогену—М. І. Андрусова, І. Ф. Сінцова, В. В. Богачова, Г. П. Михайловського, В. Д. Ласкарєва та ін.

Третинні відклади в окремих районах Донецького кряжа вивчали М. О. Соколов (1893, 1894, 1899, 1905), Л. І. Лутугін (1893, 1895), В. В. Богачов (1906, 1911), В. С. Слодкевич (1928), А. М. Криштофович (1914, 1916, 1931). Особливо докладний опис третинних відкладів окраїн Донецького кряжа дали А. Д. Архангельський, М. С. Шатський, М. А. Преображенський, Б. І. Некрасов (1924), А. Д. Архангельський, О. А. Денисов, В. Н. Крестовников (1924), М. С. Шатський (1924), О. О. Гапєєв (1927), Б. К. Ліхарєв (1914, 1916, 1918, 1928), Б. Ф. Мефферт (1926, 1931). Окремі особливості третинної системи цієї області висвітлюють П. І. Савенко (1931, 1936), М. М. Клюшников (1945) та ін. Внаслідок проведених робіт виявлені останці морських відкладів київського і харківського ярусів у заглибленнях порід палеозойського і мезозойського віку на підвищених частинах Донецького кряжа. Палеонтологічні рештки виявили Є. М. Матвієнко (1937) у бучацьких пісковиках б. Розсоховатки у Слов'янському районі, Б. Ф. Мефферт (1931)—у відкладах харківського ярусу по рр. Білій, Кринці, в районі рудника Новоселківського та ін. (рис. 25).

В результаті багаторічного вивчення третинних відкладів у Донбасі загальні особливості складу і стратиграфічного поділу палеогену там досить повні. У Донбасі, як і в межах Дніпровсько-Донецької западини та в Придніпров'ї, виділяються яруси—канівський, бучацький, київський, харківський і полтавський.

Значний крок вперед у вивченні палеогенових відкладів платформеної частини території УРСР становлять роботи М. М. Клюшникова (1950, 1951, 1952, 1953).

На підставі численних літературних даних і обширних власних палеонтологічних досліджень він значно уточнив схему стратиграфічного поділу нижньотретинних відкладів, з'ясував у багатьох випадках умови відкладання палеогену, виявив ряд нових місць відслонень та залягання цих відкладів на території УРСР (1948, 1950, 1951, 1952, 1953). У 1952 р. Клюшников підсумував свої уявлення про стратиграфію палеогену платформеної частини УРСР і виділяв такі стратиграфічні підрозділи нижньотретинних відкладів, знизу вгору: 1) к а н і в с ь к и й я р у с, у складі горизонтів: *сумського*—глауконітові піски з фосфоритами, сірі опоки, трепелуваті глини, які порівнюються з відкладами лондонського ярусу Англо-Паризького басейну, і *деснянського* — глауконітові піски з брилами пісковика та вугленосні лімнічні відклади, аналогом яких вважаються відклади іпрського ярусу. Вік самого канівського ярусу Клюшников вважає палеоценовим—нижньоеоценовим; 2) б у ч а ц ь к и й я р у с, з горизонтами *бучацьким* та *трахтемирівським,* які відповідають лютетському ярусу західної Європи; за віком бучацький ярус належить до нижнього і середнього еоцену; 3) к и ї в с ь к и й я р у с, у складі горизонтів *фосфоритових пісків, дніпровського і бузького,* які, відповідно, порівнюються з оверським, бартонським і людійським ярусами; київський ярус належить до середнього еоцену; 4) х а р к і в с ь к и й я р у с, у складі горизонтів *інгулецького* і *глауконітових пісків,* що порівнюються з тонгрійським ярусом західної Європи; вік харківського ярусу Клюшников вважає нижньо- і середньоолігоценовим; 5) п о л т а в с ь к а с в і т а—для нижньої частини її приймають верхньоолігоценовий вік і порівнюють її з хатським ярусом. Для виділених горизонтів нижньотретинних відкладів М. М. Клюшников наводить списки характерних скам'янілостей, визначає літологічні ознаки і межі поширення.



Рис. 25. Відслонення палеогену на правому березі Дінця. Район м. Лисичанська.

Третинні відклади платформеної частини УРСР відзначаються багатьма видами пов'язаних з ними корисних копалин. Вивчення останніх привертало увагу багатьох дослідників. Відомості про це дають праці П. Г. Нестеренка (1952), Ю. Б. Басса (1946), І. Є. Слензака (1946), Є. А. Кудінової (1947) та ін. І. Є. Слензак, висвітлюючи поширення відкладів бучацького ярусу і закономірності розміщення родовищ *бурого вугілля,* підкреслював зосередження останнього в пониженнях поверхні докембрійського фундаменту. Він виділяє два генетичні типи бурого вугілля. Перший, на його думку, зумовлений флювіальним, річково-озерним нагромадженням. Другий тип—суперліторальний—характеризується нагромадженням вугільного матеріалу на узбережних рівнинах. Родовища першого генетичного типу представлені в районі Коростишева, Цибулівки, Балашово-Кіровського та ін. Межа заміщення вугленосних континентальних фацій морськими, за даними Слензака, проходить з північного заходу на південний схід—від Овруча на Народичі, далі на верхів'я р. Ужу, в басейн Тетерева. Континентальні бучацькі відклади наче облямовують велику затоку бучацького моря, яка займала значну частину басейнів рр. Тетерева та Ірпеня. Наявність еоценових вугленосних відкладів установлена на західному узбережжі цієї затоки біля ст. Ворзель, с. Копилова в районі Коростишева. На східному узбережжі затоки велике вугленагромадження виявлене в районі Саливонок. Звивиста лінія заміщення континентальних фацій морськими простежується далі у південно-східному напрямку на Вел. Снятинку, Мар'янівку, Вільшанку, Обухів, Заріччя, Янівку, Козин, Кудашівку, Ставидло, Новоселицю, Твердохліби. Звідти, на лівобережжі Дніпра, межа проходить на Паньки, паралельно до Дніпродзержинська, на селище Амур, с. Підгірне. Наявність вуглистих глин у Павлограді дала Слензаку підстави для розмежування морських і континентальних бучацьких відкладів південніше Павлограда, північніше Синельникова і в Красноармійському районі Донбасу. В межах Українського кристалічного щита межа виклинювання континентальних відкладів бучацького ярусу проводиться через Фастовець, Гребінку, Антонівку, Рокитне, Таращу, Кошевате, Миронівку, Козин, Яхни, Лисянку, ст. Бабани. У межах поширення континентальної вугленосної фації бучаку І. Є. Слензак виділяє буровугільні райони: 1) Овруч-Коростенський, 2) Коростишівський, 3) Саливонівський, 4) Звенигородський, 5) Кіровоградський, 6) Олександрійський, 7) Криворізький, 8) Придніпровський, 9) Оріхівський, 10) Вознесенсько-Нікопольський.

Серед корисних копалин, пов'язаних з відкладами третинного віку, особливе місце займають *боксити*—сировина для видобутку алюмінію. За даними Є. А. Кудінової (1947), Висококопільське родовище в цьому відношенні є перспективним. У пониженнях кристалічного фундаменту цього району поширена кора звітрювання на 20—25 *м.* На ній виявлено давньоконтинентальні піщано-глинисті бокситоносні породи. На останніх і безпосередньо на докембрійському фундаменті лежать морські палеогенові і неогенові відклади. Боксити Української РСР являють собою руду бобової будови, більш або менш збагачену залізом. Виділяються дві характерні відміни їх. Найбільш поширені залізисті боксити сизуватобурого кольору. Бобовини в них зцементовані піщано-глинистою масою; вони щільні, темночервоні, жовтуваті, іноді чорні, легко відокремлюються від цементу. Висококопільські залізо-алюмінійові руди мають червоні бобовини з залізорудною оболонкою. До другої відміни належать боксити, яскравіше забарвлені, плямисті, буруватожовті і цегляно-червоні, з неяскраво виявленою або прихованою бобовою структурою. Ця відміна трапляється рідко і переходами пов'язана з першою.

Хімічний склад бокситів визначають такі загальні дані. Висококопільські боксити мають кремнезему 15,20—33,43, глинозему 25—34, окису заліза 8,46—38,40%. У висококопільських бокситах кремнезему 8,16—10,28, глинозему 22,50—32,35, окису заліза 35,13—54,07%. Є. А. Кудінова вважає боксити УРСР за хімічні відклади. Про нелатеритне походження їх свідчить наявність таких мінералів, що легко звітрюються і розкладаються, як-от: пірит, польовий шпат; в цих бокситоносних відкладах є сліди рослинності, характерної для озерно-болотяних утворів. У вторинному заляганні боксити зустрічаються в еоценових відкладах, у підрудних олігоценових відкладах і в підошві марганцевого горизонту олігоцену, куди боксити потрапили під час розмиву бокситоносної формації трансгресуючим морем у третинному періоді.

Мінералогічний склад третинних відкладів грунтовно дослідила О. В. Крашеніннікова (1949). Важка фракція відкладів канівського ярусу характеризується епідот-гранатовою асоціацією керівних мінералів. Присутні також турмалін, дистен, ставроліт, силіманіт, андалузит і сфен. Зрідка є анатаз та рогова обманка. Багато є рудних мінералів. У важкій фракції континентальної фації бучацького ярусу характерна піритова (з акцесорним титанітом), а в морській — гранат-епідотова асоціація мінералів.

Серед важких мінералів відкладів київського ярусу, його фосфоритового горизонту, крім мінералів гранат-епідотової асоціації, постійно присутні турмалін, дистен, силіманіт і рудні мінерали; здебільшого зустрічаються андалузит, хлорит, глауконіт, топаз і пірит,—останнього буває до 44%. Характерна для цих відкладів наявність фосфоритів. У піску київського ярусу характерна гранат-дистен-ставролітова асоціація мінералів з присутністю у невеликій кількості цоїзиту і епідоту. Рідше зустрічаються анатаз, гіперстен, хлоритоїд і, часом у значній кількості, пірит. У відкладах харківського ярусу склад важких мінералів такий же, як у київському.

У верствах полтавської світи, яка поділяється на три горизонти, склад важких мінералів має такі особливості. Для нижньої частини характерна дистен-ставроліт-силіманітова асоціація з турмаліном, рудними мінералами та, в деяких випадках, сфеном і піритом. Для середньої частини світи характерна турмалін-дистенова асоціація, а для верхньої — турмалін-дистенова. Крім цього зрідка трапляються рудні мінерали, ставроліт, силіманіт, гранат, андалузит, тремоліт і поодинокі зерна епідоту.

Рябі глини, за даними О. В. Крашеніннікової, мають склад важких мінералів, подібний до складу їх у полтавській світі. Для них характерний дистен, з постійною наявністю турмаліну, ставроліту, силіманіту, андалузиту і рудних мінералів, рідко анатазу, апатиту, гранату, епідоту і поодиноких зерен хлоритоїду, піриту, тремоліту та зеленої шпінелі.

У пісках і сірих та зеленуватосірих глинах, які незгідно лежать на рябих глинах і умовно зачислені до сарматського ярусу, асоціація важких мінералів різко відмінна від такої у підстелюючих товщах. Вони містять силіманіт дистенову асоціацію керівних мінералів з постійною наявністю рудних мінералів, турмаліну, ставроліту, гранату, андалузиту, епідоту, незначної кількості зеленої рогової обманки, хлоритоїду, зрідка анатазу, топазу, апатиту, хлориту, гіперстену, тремоліту, піриту, глауконіту. У глинах виявлено нонтроніт, а в пісках — виридин.

Відомості про *викопні рештки мікроорганізмів* у третинних відкладах УРСР збирали працівники Інституту геологічних наук АН УРСР, Українського геологічного управління, науково-дослідних секторів ряду виробничих організацій.

В. П. Василенко (1950) описує рештки мікрофауни в палеогену с. Хмельового, північніше Ромен. Фораменіфери були виявлені у канево-бучацьких відкладах, які там представлені темними глауконітовими

глинами, товщиною близько 40 *м*. Верхня 100-метрова товща, яку зараховують до бучацького ярусу, решток форамініфер не містить. На підставі мікропалеонтологічних даних Василенко поділяє відклади канівського ярусу на три горизонти: нижній—з Globulina gibba d' O r b., другий — з Reussella paleocenica (B r o t z.) і третій — з рештками форамініфер, які мають піскувату черепашку, в тому числі Ammodiscus (?) sp., Ammobaculites (?) sp., Trochammina та ін. Перший горизонт вважається нижньопалеоценовим, аналогом монтського ярусу. Наявність маастрихтських і датських форм у його складі пояснюється тим, що палеоценове море перевідкладало відклади верхньої крейди.

Викопні рештки мікроорганізмів з палеогенових відкладів на території платформеної частини УРСР всебічно дослідила Каптаренко-Черноусова (1949). На підставі мікропалеонтологічних даних вона уточнила межі ряду стратиграфічних горизонтів. За цими даними відклади київського ярусу поділяють на три горизонти: нижній, середній, з двома підгоризонтами, і верхній. На тих же підставах мандриківські верстви, які до цього відносили до харківського ярусу, одночасні за віком з нижньою частиною мергельної товщі київського ярусу. Так само безкарбонатні глини, поширені на північних окраїнах Донбасу, є фаціальною відміною київського ярусу. Каптаренко-Черноусова розглядає харківський ярус палеогену УРСР як завершення одного циклу осадконагромадження у басейні, що утворився на півдні СРСР у палеогені. Осадки ж київського ярусу відкладалися від верхів середнього еоцену до нижнього олігоцену. Басейн, в якому відкладались осадки київського ярусу, мав найбільшу глибину в середній частині віку і під кінець харківського часу мав зрівнене дно і був значно холодніший, ніж у київському віці. У межах Причорноморської западини палеогенові відклади повсюдно занурені на значну глибину і поховані під потужною товщею наверствувань неогенового віку. В. Н. Корценштейн повідомляє (1951), що, за матеріалами буріння західніше Одеси, в західному Причорномор'ї на глибині 440—470 *м* виявлені відклади нижнього еоцену і, частково, палеоцену. Вони лежать на розмитій поверхні кампанського ярусу верхньої крейди і поступово переходять в еоценові відклади. У розрізі виявлені сильно піскуваті кварцово-глауконітові мергелі з галькою чорного кременю, вгору вони заміщаються щільним однорідним попелясто-сірим мергелем з алевритовою домішкою. На глибині 458 *м* виявлено проверсток кварцово-глауконітового пісковика, потім нумулітовий вапняк товщиною близько 1 *м*, далі щільні мергелі; завершують розріз піщанисто-глауконітові мергелі зеленуватосірого кольору з рештками нумулітів.

К р и м с ь к а о б л а с т ь — територія значного поширення третинних відкладів, найповнішої відслоненості їх у межах Української РСР. У Криму, як і в інших районах південно-західної частини Європейської території СРСР, третинні відклади поділяються на нижньотретинні— палеоген, і верхньотретинні — неоген.

Палеоген Криму відслонений на значному протязі вздовж північних схилів гір, на Тарханкутському підвищенні і на Керченському півострові. У межах Степового Криму нижньотретинні відклади перекриті неогеном і у відслоненнях не трапляються. У свердловинах палеоген установлений на значних просторах Північно-Кримського прогину та в усій Причорноморській западині.

Вивчення палеогенових відкладів у Криму почалося разом з вивченням крейдової системи. Вже Дюбуа де Монпере в 1837—1843 рр. відзначив у районі Бахчисарая ряд самостійних, різко виявлених, горизонтів третинної системи. Пізніше, майже до кінця минулого століття, відомості про поширення нижньотретинних відкладів у Криму, їх склад і стратиграфію нагромаджувались дуже повільно. В останні десятиліття XIX і перші десятиліття XX століття кримський палеоген був вивчений з вичерпною повнотою. Багаті на викопні органічні рештки нижньотретинні відклади Криму стали еталоном для порівняння з ними розрізів третинної системи інших районів Радянського Союзу.

Великий вклад у вивчення третинної системи Криму внесли праці К. К. Фохта (1888, 1891, 1893), М. І. Андрусова (1884, 1886, 1887, 1893, 1902), О. К. Ланге і Г. Ф. Мірчинка (1909). Підсумки вивченню стратиграфії третинних відкладів у Криму за дореволюційний час і в перші роки радянської влади підвів у 1926 р. П. А. Двойченко.



Рис. 26. Відслонення палеогенових відкладів. Крим, район м. Бахчисарая.

За даними М. В. Муратова, нижньотретинні відклади в Криму входять в єдиний нижньокайнозойський осадочний комплекс еоцену, олігоцену і нижнього міоцену.

У результаті багатолітніх досліджень палеогену Криму встановлена наявність у його складі верств, що відповідають за віком м о н т с ь к о м у і т е н е т с ь к о м у ярусам палеоцену, о в е р с ь к о м у і п р и а б о н с ь к о м у ярусам еоцену і значній частині олігоцену, до якого великою мірою належить м а й к о п с ь к а с в і т а (рис. 26).

Верхня межа палеогену в Криму всюди досить виразна. На поверхні нижньотретинних відкладів неоген залягає трансгресивно і в переважній більшості місць літологічно відрізняється.

Складну будову мають палеогенові відклади в К а р п а т а х. Дослідження їх протягом дорадянського періоду не внесло потрібної ясності у стратиграфічний поділ палеогену. Вивчення нижньотретинних відкладів у Карпатах і Передкарпатті в роки радянської влади дало можливість виділити головні стратиграфічні комплекси палеогенових відкладів, основані на палеонтологічних, літологічних та інших даних. Вперше для з'ясування стратиграфії палеогену Карпат було застосоване вивчення решток мікроорганізмів. Зведення даних за дорадянський час дала О. К. Каптаренко-Черноусова в 1947 р.

Сучасне уявлення про стратиграфічний поділ нижньотретинних відкладів Карпатської області основане на роботах Є. В. Мятлюк (1950), Ю. М. Пущаровського (1948, 1951) і, головне, М. В. Муратова і Н. І. Маслакової (1951). Пущаровський (1948) відзначає дуже велику мінливість піщано-глинистої, так званої кросненської, товщі третинних

Таблиця 12

Порівняльна схема стратиграфічного поділу палеогенових відкладів УРСР

Загальний поділ: Підвідділ	Загальний поділ: Ярус	Місцеві схеми стратиграфічного поділу. Платформена частина УРСР: Ярус (світа)	Платформена частина УРСР: Горизонт	Крим			Карпати
Олігоцен	Хатський	Полтавська світа	Рябі глини, білі піски і каолінові пісковики	Майкопська світа	Середня	Верхньокерлеутський горизонт	*Космацька світа* (*фліш*): рунські пісковики, верхньокросненська флішова світа
	Стампійський	Харківський	*Горизонт глауконітових пісків:* глауконітові глинисті піски, піскуваті глини			Нижньокерлеутський горизонт	*Верхньоменілітова світа* (нижньокросненська): чорні аргіліти, пісковики
	Латторфський		*Інгулецький:* опоки, піски і глауконітові пісковики		Нижня	Горизонти: *арзамаський* (остракоди), *індольський* (планорбелові), *дюрменський* (пісковиковий)	Нижньоменілітова світа
Еоцен	Людійський	Київський	*Бузький*: наглинок, сині глини, карбонатні пісковики	Зеленуватосірі карбонатні глини. Коричньові і жовті мергелі з лускою ліролепісів			*Попельська світа* (пісковики, мергелі тощо)
	Бартонський		*Придніпровський:* зеленуватосірі та білі мергелі				
	Оверзький		*Фосфоритовий:* карбонатні піски з фосфоритами	Білі м'які вапняки і жовтуватобілі крихкі мергелі			
	Лютетський	Бучацький	*Трахтемирівський*: бучацькі буровугільні відклади	Нумулітові вапняки			*Ієрогліфова флішова світа*: пасічнянські вапняки і вигодські пісковики
	Іпрський	Канівський	*Деснянський:* глауконітові піски, пісковики, вуглеросні відклади	Зеленуваті, світлобурі глини, внизу з фосфоритовими конкреціями			
	Лондонський		*Сумський:* глауконітові піски з фосфоритами, опоки	Розмив			*Ямненські пісковики*
Палеоцен	Тенетський			Мергелі з кременевими і фосфоритовими конкреціями Вапнякові глауконітові пісковики			*Лютська світа* (піщано-глинистий фліш)
	Монтський			Вапняки щільні, перекристалізовані, жовтуваторожеві			

відкладів Карпат і підкреслює велику розбіжність поглядів у стратиграфічному її членуванні, яке обгрунтовували Горвіц у 1936 р., Яснольський у 1932 р., Бем у 1931 р., Свідзінський у 1930 р., Хлєбовський у 1935 р., Степська в 1936 р., Обтулович і Вишинський у 1933 р., Краєвський у 1934 р., Опальський у 1933 р. та ін. У межах кросненської товщі виділено такі серії, зверху вниз: 1) сірі соленосні глини, 2) глиниста серія, 3) дрібно-середньоритмічний фліш, 4) масивні пісковики, 5) перехідні верстви і 6) менілітова світа. Власне кросненські відклади серій 2, 3, 4 і 5 Пущаровський об'єднує в нижню і верхню кросненські товщі. У підошві нижньокросненської товщі лежать менілітові верстви, межа з якими проходить у верхній частині раніш відомих перехідних верств. Масивні пісковики віднесені до нижньокросненської товщі, а верхньокросненська об'єднує флішові відклади і глинисту серію.

Стратиграфічний поділ палеогену Карпат у подальшому привів до виділення великої кількості дрібних підрозділів, світ та серій, різних у різних частинах гір. У порівняльній схемі стратиграфічного поділу палеогену Карпат Є. В. Мятлюк виділяє серії: *ямненську*—палеоценову, *вітвицьку* — верхньопалеоцено-нижньоеоценового віку, *попельську* — середньо- і верхньоеоценову, *менілітову*—верхньоеоценову, і *космацьку*—олігоценову. Разом з тим, на північних схилах Східних Карпат виділяються світи (басейн Бистриці Надвірнянської—Чечви (зверху вниз): 1) *космацька,* 2) *верхньоменілітова,* 3) *лоп'янецька,* 4) *нижньоменілітова,* 5) *попельська,* 6) *бистрицька,* 7) *пасічнянська,* 8) *вигодська,* 9) *ієрогліфова,* 10) *ямненська,* 11) *стрийська—крейдово-палеогенова.*

Існують схеми стратиграфічного поділу, за якими нижньотретинні відклади в Передкарпатті поділяються на світи, зверху вниз: 1) *воротищенську*—олігоцено-міоценову, 2) *поляницьку* і 3) *менілітову*—олігоценові, 4) *попельську,* 5) *вітвицьку* — еоцено-палеоценові. Поряд з цим палеогеновий фліш Карпат поділяють на такі підрозділи: *рунські* пісковики; *кросненські* верстви, *космацькі* пісковики, мергелі та глини і *менілітову* світу—усе це олігоценового віку; *попельську* світу, *ієрогліфову* товщу—еоценового віку і *ямненську* та *лютську* світи—палеоценового віку. Кількість схем стратиграфічного поділу палеогену Карпат з кожним роком збільшується. Проте для обгрунтування нових світ достатніх палеонтологічних або літологічних даних ще нема. Тому існуючі схеми стратиграфічного поділу третинних відкладів цього району цілком умовні.

М. В. Муратов і Н. І. Маслакова (1951) дещо уточнили стратиграфію нижньотретинних відкладів у Карпатах, порівняли схеми поділу їх у різних зонах Карпатських гір і розробили свою. Однак для остаточного висвітлення стратиграфії нижньотретинних відкладів Карпатської геологічної області потрібні ще додаткові глибокі дослідження.

Порівняння палеогенових відкладів на території Української РСР поки що утруднене, зокрема в частині порівняння нижньотретинних відкладів Кримсько-Карпатської геосинклінальної зони (див. таблиці 12, 13).

Неоген

Верхньотретинні відклади—неоген—на території Української РСР відслонюються у багатьох районах. На відміну від більш давніх нашарувань третинної системи, неоген поширений уже не всюди у південно-західній частині Російської платформи, а локалізований на окраїнах Українського кристалічного щита, переважно в Причорноморській западині, північному Криму, в межах Галицько-Волинської западини, у Передкарпатті і Закарпатті. Природно виділяються дві області поширення неогену на території УРСР: 1) Причорноморсько-Кримська і 2) Волино-Подільсько-Прикарпатська. Незначна територія поширення неогену у Закарпатті становить окремий район,

Зіставлення палеогенових відкладів Української РСР за фауною форамініфер

Підвідділ		Ярус (світа)		Дніпровсько-Донецька западина, за даними О. К. Каптаренко-Черноусової (1946, 1951, 1956)		Окраїни Донбасу, за даними Г. Д. Соболева (1955) і Каптаренко-Черноусової (1951)		Азово-Подільський кристалічний щит, за даними Каптаренко-Черноусової (1951), М. В. Ярцевої (1955) та Г. І. Немкова		Причорноморська западина, за даними Каптаренко-Черноусової (1953), Є. Я. Краєвої (1954), А. П. Печонкіної (1951)				Західний Крим, за даними В. Г. Морозової (1946), Р. Б. Самойлової (1946)		Східні Карпати, за даними Є. В. Мятлюк (1953), Н. І. Маслакової (1955)	Північний Кавказ, за даними Н. М. Суботіної (1934—1952)
										Східна частина		Західна частина					
Олігоцен	Середній і верхній	Харківський		Глауконітові піски		Зеленуватосірі глини й діатоміти з Melosira architecturalis, M. garantiensis Глауконітові піски або опоки (одиничні форми діатомових)		Глауконітові піски		Німі піскуваті глини, що доверху переходять у піски						Верхньокросненська світа / Космацька світа	Середній майкоп
Олігоцен	Середній і верхній	Харківський				Глини з Hyalodiscus Kristhovichii, H. punctatus		Остракодова зона	Піщані глини	Остракодова зона		Sphaeroidina variabilis	Глини	Cibicides pseudoungerianus	Чорні аргіліти	Cibicides pseudoungerianus Reophax duplex	Нижній майкоп
Олігоцен	Нижній	Харківський		Наглинок		9) Спонголіти 8) Радіолярити 7) Примітивні піщані форамініфери	Глини	Spiroplectammina carinata	Піщані глини	Spiroplectammina carinata			Глини	Spiroplectammina carinata	Чорні аргіліти	Зона хадумських форамініфер з підзоною Cibicides rypianicus	Хадумський горизонт
Олігоцен	Нижній	Харківський					Глини	Cristellaria hermanni	Піщані глини	Примітивні піщані форамініфери			Пісковики	Cristellaria hermanni	Чорні аргіліти		
Еоцен	Верхній	Київський	Мергель	6) Дрібні Bolivina 5) Верхній радіолярійовий прошарок	Мергелі	Переважають буліміниди; Скупчення радіолярій	Мергель	Комплекс видів київського ярусу без акаринін		?	Пісковики і піски	Asterigerina Nonion / Піщані форамініфери і Globigerina bulloides	Глини	Almaena taurica Bifarina millepunctata	Аргіліти і вапняки	Зона Bolivina, одночасна зоні крупних Globigerina	Зона Bolivina; Зона крупних Globigerina.
Еоцен	Верхній	Київський	Мергель	4) Комплекс видів київського ярусу без акаринін	Мергелі	Переважають лагеніди	Мергель		Мергель	Булімінідова зона	Мергелі	Globigerinoides conglobatus	Мергелі	Globigerinoides conglobatus	Аргіліти і вапняки		Зона Globigerinoides conglobatus
Еоцен	Верхній	Київський	Мергель	3) Нижній радіолярійовий прошарок	Мергелі	Верстви з Hantkenina alabamensis, Acarinina crassaformis, Clavulina szaboi	Мергель		Мергель	Лагенідо-глобігеринідова зона	Мергелі	Globigerina apertura	Мергелі	Зона тонкостінних планктонних форамініфер	Аргіліти і вапняки	Зона планктонних і бентонних форамініфер	
Еоцен	Верхній	Київський	Мергель	2) Верстви з Acarinina crassaformis	Мергелі			Мандриківські детритусові піски і їх аналоги з Nummulites chavannesi, N. ramondiformis, N. incrassatus, N. variolarius, N. ex gr. globulus	Мергель	Лагенідо-глобороталійова зона	Мергелі	Hantkenina alabamensis Acarinina crassaformis	Мергелі	Hantkenina alabamensis Acarinina rotundimarginata	Аргіліти і вапняки	Зона Acarinina crassaformis	
Еоцен	Верхній	Київський	Піски	1) Фосфоритові піски з Acarinina crassaformis і Clavulina szaboi	Пісок												
Еоцен	Середній	Бучацький	Безкарбонатні піски і глини								Піскуватий мергель	Nummulites planulatus, N. atacicus, N. globosus, N. subatacicus, N. quettardi, Globorotalia crassata	Вапняки	Nummulites distans, N. polygyretus, N. irregularis		Зона Globorotalia aragonensis	
Еоцен	Нижній	Канівський	Безкарбонатні піски і глини	Рідкі примітивні піщані форамініфери, радіолярії, спікули губок							Піскуватий мергель		Вапнисті глини	Globorotalia crassata, Rotalia granosa		Зона Globorotalia crassata	

Підвідділ		Ярус (світа)	Дніпровсько-Донецька западина, за даними О. К. Каптаренко-Черноусової (1946, 1951, 1956)		Окраїни Донбасу, за даними Г. Д. Соболєва (1955) і Каптаренко-Черноусової (1951)		Азово-Подільський кристалічний щит, за даними Каптаренко-Черноусової (1951), М. В. Ярцевої (1955) та Г. І. Немкова	Причорноморська западина, за даними Каптаренко-Черноусової (1953), Є. Я. Краєвої (1954), А. П. Печонкіної (1951)		Західний Крим, за даними В. Г. Морозової (1946), Р. Б. Самойлової (1946)		Східні Карпати, за даними Є. В. Мятлюк (1953), Н. І. Маслакової (1955)		Північний Кавказ, за даними Н. М. Суботіної (1934—1952)
Палеоцен		Сумська світа	Карбонатні піски і глини	Cibicides favorabilis Cibicides lectus	Карбонатні піски	Cibicides favorabilis, Cibicides lectus		Темні глини		Вапняки		Ямненські піск вики	Globorotalia angulata Globigerina triloculinoides Anomalina acuta	Ельбурганська світа, світа Гарячого Ключа

Крейдові відклади

який пов'язаний з наверствуванням неогену у Середньодунайській западині (Віденському басейні).

Неоген на території УРСР вивчається протягом майже двохсот років. Результати цього вивчення істотно відмінні в період до Великої Жовтневої соціалістичної революції і за радянський час, коли глибоко висвітлені умови відкладання неогену, його поширення, склад і стратиграфічний поділ.

Перші відомості про верхньотретинні відклади на півдні Російської рівнини відносяться до другої половини XVIII ст. У 1787 р. В. Ф. Зуєв відзначив наявність у південному степу верств вапнякового каменю, що вміщає численні рештки черепашок морських молюсків. Наприкінці вказаного століття про наявність третинних відкладів на півдні Росії згадує П. С. Паллас (1795). У 1832 р. Є. Флаш зробив спробу виділити серед третинних відкладів Одеського району вапнякову формацію і формацію ліпних глин.

І. Іваницький (1833) виділив у районі Жданова (кол. Маріуполя) ряд формацій і серед них *потопну* і *післяпотопну*. До останньої були віднесені і поширені в цьому районі сарматські й понтичні вапняки. Про наявність численних відслонень третинних вапняків по берегах Дніпра нижче с. Каїр у 1829—1830 рр. згадує Анджійовський, у 1835 р.— Гур'єв.

Значний крок вперед у вивченні третинних відкладів Причорномор'я, Волино-Поділля і Криму становили дослідження Е. І. Ейхвальда. На підставі палеонтологічних даних Е. Ейхвальд (1850) поділив третинні відклади на три молясові яруси — древній, середній і новий.

М. П. Барбот де Марні (1869) на Херсонщині серед верхньотретинних відкладів виділив яруси: сарматський, понтичний і балтський.

Певний крок вперед у справі вивчення викопних органічних решток з неогенових відкладів Причорномор'я і Молдавії становлять роботи І. Ф. Сінцова (1874, 1875, 1880, 1884, 1888, 1891, 1894, 1897). За переважанням викопних представників у складі відкладів неогенового віку на півдні Сінцов виділяє яруси (зверху вниз): новий пліоцен — піски та глини Бабеля, і джурджулештський конгерійовий ярус — білий мергель, якому на Керченському півострові відповідає «валенціенезійовий» горизонт, куди залічено фальюни і рудні пласти.

Нижній горизонт конгерійового ярусу становлять одеські вапняки і голубі глини; до складу дозинійового горизонту зараховано типові відклади Херсонщини, з рештками прісноводних молюсків, і керченський вапняк; мактровий ярус (або нубекулярійові верстви) виражений верствами вапняку з мактрами і рештками наземної та прісноводної фауни. Списки скам'янілостей, наведені Сінцовим для обгрунтування його стратиграфічного поділу неогену, в значній мірі зберегли свою цінність і досі. Стратиграфічний поділ неогену, запропонований ним, не знайшов прибічників у науці, не прищепився.

Основи сучасного стратиграфічного поділу неогенових відкладів розробили М. І. Андрусов, М. О. Соколов і В. Д. Ласкарєв.

М. І. Андрусов, у ряді класичних монографій (1883, 1885, 1886, 1889, 1890, 1891, 1897—1906, 1911), дає дуже докладні відомості про викопні органічні рештки з неогенових відкладів Причорномор'я і обгрунтовує схему стратиграфічного поділу останніх. У порівняльній характеристиці неогенових відкладів Причорномор'я і Керченського півострова Андрусов виділяє яруси, які твердо увійшли в геологічну науку. Перелічує він їх у порядку зверху вниз. Бабельські і джурджулештські верстви він відніс до четвертинної системи. У складі пліоцену він виділяє 1) верстви чауди; 2) куяльницькі верстви; 3) надрудні і рудні верстви Керченського півострова; 4) одеський вапняк; 5) меотичний ярус у Причорномор'ї, до якого віднесено глини і вапняки з Mactra caspia Eichw., нубекулярійові верстви, ервілійові верстви, а на Керченському півострові моховаткові вапняки, сланцьові глини і вапняки з мактрами, піски, нубекулярійові вапняки і темні сланцьові глини.

Великі матеріали для висвітлення особливостей неогенових відкладів на півдні УРСР зібрали у свій час А. П. Іванов (1893), Г. П. Михайловський (1901, 1903, 1909), А. В. Фаас (1902, 1904), Н. А. Григорович-Березовський (1905, 1915), В. В. Богачов (1906), В. Д. Ласкарєв (1909), О. К. Алексеєв (1908, 1910), Є. А. Гапонов (1912), К. А. Пржемиський (1912), П. О. Православлєв (1917), І. П. Хоменко (1914, 1915) та ін.

Г. П. Михайловський (1909) запропонував схему стратиграфічного поділу неогенових відкладів Волино-Поділля, Бессарабії, Новоросії і Керченського півострова. Зверху вниз це яруси: 1) бабельський 2) куяльницький, 3) сухумський, 4) одеський, 5) керченський, 6) сармат-

ський, 7) конкський, 8) волинський і 9) аральський. Ця схема поділу верхньотретинних відкладів практичного застосування не знайшла.

Великий фактичний матеріал і широкі узагальнення по неогенових відкладах Причорномор'я містять праці М. О. Соколова. У 1889 р. він описав відклади неогену з своєрідною змішаною фауною, властивою середземноморському і сарматському вікам. Ці відклади пізніш (1889) були виділені під назвою «верств з Venus konkensis».

У 1895 р. Соколов висвітлив умови утворення причорноморських лиманів, описав понтичні відклади на о-ві Березані і встановив дислокації верств понту. Він припускав наявність невеликої складки неогену, вісь якої проходить через м. Очаків. Роком пізніше (1896) він широко висвітлює неогенові відклади на Херсонщині, відзначає наявність там спаніодонтових верств, характеризує прісноводну фауну у верхньому сарматі. Соколов установив тоді наявність перерви між сарматськими і меотичними відкладами, уточнив межі поширення меотису й понту.

Під кінець дожовтневого періоду загальні риси стратиграфії неогенових відкладів Причорномор'я, їх складу, поширення та умов відкладання були висвітлені. Значних успіхів було досягнуто також у вивченні викопних органічних решток з неогену півдня Росії. Зокрема, вивчені рештки хребетних, численні фрагменти скелетів яких були виявлені в міоцені Причорномор'я та Криму. Відомості про це дають О. К. Алексеєв (1910), В. Д. Ласкарев (1911), О. О. Борисяк, К. Пржемиський (1912), В. І. Крокос (1912, 1916), І. П. Хоменко (1914, 1915, 1922) та ін.

За радянської влади вивчення неогенових відкладів на півдні УРСР і в Криму, як і в усіх інших районах нашої країни, провадилося особливо глибоко. У перші роки радянського періоду публікуються роботи, які підводять підсумки попередніх досліджень, далі монографічно вивчаються окремі стратиграфічні підрозділи неогену і окремих груп викопних організмів з верхньотретинних відкладів.

У 1917 р. М. І. Андрусов у роботі «Понтичний ярус» висвітлив поширення понтичних відкладів, їх склад, органічні рештки і фізико-географічні умови відкладання (рис. 27). У понтичному ярусі цей дослідник виділяє *одеський* і *керченсько-таманський* типи відкладів. Далі (1918) він висвітлює загальні питання стратиграфії і палеогеографії неогену на півдні СРСР. Широкі узагальнення дав Андрусов у роботі «Апшеронський ярус» (1923), в якій розглядаються питання умов осадкоутворення у Каспійській і Чорноморській областях і стратиграфічне положення у неогені ярусів дакійського і кімерійського. Апшеронський ярус порівнюється з куяльницьким, а акчагильський з кімерійським. У 1926 р. Андрусов опублікував складені раніш палеогеографічні карти півдня СРСР у міоцені, пліоцені, чаудинську і евксинську епохи, а в 1929 р. висвітлив загальні особливості кімерійського і куяльницького ярусів.

Питання стратиграфії верхнього пліоцену і постпліоцену розглядав у 1925 р. О. П. Павлов. Він дав порівняльну характеристику прісноводних відкладів неогенового і четвертинного віку у південній та східній Європі, докладно описав викопних представників палюдинової фауни.

Ряд істотних особливостей неогенових відкладів окремих районів півдня УРСР у наступному висвітлили Р. Р. Виржиківський (1925), О. О. Гапєєв (1927), О. К. Алексеєв (1928), І. Я. Яцко (1928). Т. А. Мангікіан (1929) характеризує викопних молюсків з куяльницьких відкладів Одеси; М. М. Пухтинський (1929) дає відомості про наявність кімерійських відкладів у районі Бердянська; Ф. П. Саваренський (1929) уточнює розріз неогену Нікопольського марганцевого району; В. І. Крокос і П. І. Луцький (1929) пишуть про вік червонобурих глин. Загальні питання геології неогену висвітлювали Є. А. Гапонов, Ю. І. Фрейвальд. Р. Р. Виржиківський і Н. В. Думитрашко характеризували новий—подільський—ярус неогену Придністров'я.

Особливо велику увагу дослідників у перші десятиліття радянської влади привертали палеонтологічні рештки з неогенових відкладів півдня УРСР. Ці питання розглядали Л. Г. Каманін і В. С. Слодкевич (1930), Л. Д. Давіташвілі (1933), В. І. Крокос (1934, 1935), А. І. Косигін (1935), М. А. Риженко (1935). В. П. Колесников (1935) у монографії про сарматські молюски розглядає також питання палеогеографії сарматського віку. Відклади сарматського ярусу він поділяє на п'ять



Рис. 27. Відслонення вапняку понтичного ярусу. Район м. Жданова.

окремих горизонтів, що відрізняються фаціальними особливостями. Загальні питання літології, стратиграфії, палеонтології неогену далі розглядають Б. П. Жижченко (1948, 1953), Є. В. Ліверовська, Т. Ю. Лапчик і П. Л. Шульга (Осауленко), Н. В. Піменова (1936, 1954), О. Н. Вознесенський, Ю. А. Орлов, В. Ін. Громов, М. О. Бурчак-Абрамович, І. Г. Підоплічко (1938), К. І. Маков (1938), П. К. Заморій і Г. І. Молявко (1940), Л. А. Органов, О. К. Каптаренко-Черноусова (1939), І. Я. Яцко (1939, 1951), Л. Лунгерсгаузен, Ю. М. Успенська, М. М. Карлов (1940), І. Н. Лобанова, Д. К. Третьяков і Я. М. Левітес.

У 1940 р. вийшла з друку монографія «Неоген СССР», у складанні якої брали участь Б. П. Жижченко, В. П. Колесников і А. Г. Еберзін. Відомості про неоген Приазов'я дав М. М. Пухтинський (1941). Залишки викопних хребетних з неогенових відкладів одеських катакомб описав Д. К. Третьяков (1941).

Загальна характеристика неогену УРСР у 1947 р. дана нами.

Нові дані про неогенові відклади Причорномор'я продовжують нагромаджуватись у працях Є. А. Гапонова, В. В. Степанова (1948), А. Г. Еберзіна (1948, 1951), А. А. Ханіна (1948, 1949), Є. Т. Мальованого (1949), М. В. Муратова (1949), М. В. Ярцевої (1950), П. М. Сухова (1950), Н. М. Баранової (1951), В. Я. Дідковського (1952), В. І. Баранова (1950—1954), Н. К. Воронової (1951), Є. Н. Анапової (1952), А. М. Криштофовича і Т. Н. Байковської (1951), В. Н. Корценштейна (1952—1953), М. Ф. Носовського (1953), Р. Л. Меркліна (1953),

М. М. Карлова і В. І. Грязнова (1954), М. М. Клюшникова та О. М. Онищенка (1954).

Поряд з загальним вивченням неогену Причорномор'я вивчалися корисні копалини, пов'язані з його відкладами. Зокрема, великих успіхів досягнуто у вивченні залізорудних товщ, пов'язаних з кімерійськими відкладами. Нові дані про них зібрали Н. Є. Єфремов (1937), М. І. Кантор (1937), А. У. Литвиненко (1953) та ін.

Залізорудні відклади кімерійського віку мають значне поширення у басейні Азовського моря, особливо вздовж його північно-західного, західного і південно-західного узбережжя. За мінералогічним складом у Приазов'ї виділяються такі типи рудних утворень (А. У. Литвиненко, 1953): 1) «тютюнові» гідрогетито-хлорито-нонтронітові утворення; 2) сірозелені сидеритові і сидерито-хлоритові утворення; 3) коричньові і темнокоричньові гідрогетито-нонтронітові утворення і 4) чорні гідрогетито-псиломеланові утворення. За текстурними ознаками серед них бувають відміни: конкреційні з землистим цементом, ті самі з міцним цементом і суцільні щільні.

Про походження залізних руд кімерійського віку в Приазов'ї є різні думки. М. І. Кантор (1937) вважав, що руди відкладалися внаслідок процесів підводного звітрювання, або гальміролізу. М. І. Андрусов (1929) гадав, що рудні родовища Керченського півострова утворювалися з розчинів сполук заліза, що їх приносили в море ріки. А. У. Литвиненко на підставі відомих праць М. М. Страхова і А. Д. Архангельського вважає, що нагромадження залізних руд у кімерійському басейні становило нормальний осадочний процес, що відбувався у прибережних його ділянках. Найсприятливіші умови для нагромадження руди були за часу трансгресії кімерійського моря.

Для обгрунтування стратиграфічного поділу неогенових відкладів Причорномор'я чимало зробив Г. І. Молявко (1938, 1948, 1950, 1952, 1953). У схемі стратиграфічного поділу верхньотретинних відкладів на півдні УРСР (1953) Молявко уточнює межі поширення окремих їх ярусів та горизонтів. У складі тортонського ярусу перераховані горизонти (знизу вгору): онкофоровий, томаківський, чокракський, караганський і конкський; нижній, середній і верхній горизонти сарматського ярусу; потім яруси меотичний, понтичний, кімерійський, куяльницький і акчагильський. Виділяються континентальні пліоценові відклади у районі Південного Бугу—Тилігулу і неогенові континентальні відклади в басейні Вовчої.

Неогенові відклади в Криму вивчалися у процесі геологічних досліджень Причорномор'я в цілому. Потрібно відзначити важливість для розуміння стратиграфії і умов утворення неогенових відкладів у Криму робіт М. І. Андрусова, М. О. Ссколова, пізніше — робіт Б. П. Жижченка, В. П. Колесникова і, особливо, З. Л. Майміна та М. В. Муратова.

Тепер установлено, що в Криму виявлений повний розріз неогенових відкладів, починаючи від нижнього міоцену і кінчаючи верхнім пліоценом. Однак поширення цих відкладів і відслонення їх на території Криму нерівномірне. Найдавніші неогенові відклади в Криму являє собою в е р х н ь о м а й к о п с ь к а с в і т а. Вона становить верхню частину потужної глинисто-піщаної товщі, нагромадження якої почалося ще в верхньому палеогені. За віком верхньомайкопська світа відноситься до аквітано-гельветського часу. В її складі виділяють горизонти: *сиджеутський*—аналог аквітану, *арма-елінський* і *ботечецький,* що порівнюються з бурдигальським ярусом. У складі т о р т о н с ь к о г о я р у с у виділяються горизонти: *тарханський*—темносірі глини з проверстками мергелю, устричники тощо; *чокракський*—вапняковий конгломерат, кварцові пісковики, глинисті вапняки; *караганський*—мергелі, піски, глинисті пісковики, вапняки, конгломерати; *конкський* (фоладовий) — глини, вапняки, пісковики. С а р м а т с ь к и й я р у с у Криму представлений

різними піщано-глинистими породами, мергелем і вапняками. Поділяють його на горизонти *нижній, середній* та *верхній.* Існує також поділ кримського сармату на нижній—з двох горизонтів: *волинського* і *бессарабського,* і верхній—з двох горизонтів: *ростовського* і *херсонського.* Відклади м е о т и ч н о г о я р у с у в Криму складені переважно мергелем, вапняками, глинами. М. І. Андрусов ділив меотичний ярус на три горизонти: нижній, середній і верхній; А. Д. Архангельський ділив його на два — нижній і верхній. Була спроба ділити меотичний ярус на горизонти, знизу вгору: *капканський, багерівський, тмутараканський.*

Нижній пліоцен у Криму складають верстви п о н т и ч н о г о, к і м е р і й с ь к о г о, к у я л ь н и ц ь к о г о і ч а у д и н с ь к о г о я р у с і в. Понтичний ярус об'єднує верстви глин, пісковиків і вапняків-фальонів. Поділяють його на горизонти, або під'яруси: *евпаторійський, новоросійський* та *босфорський.* Так само три горизонти виділяють і в складі кімерійського ярусу: *азовський, камишбурунський* рудний і *пантикапейський.* Відклади куяльницького ярусу в Криму мають обмежене поширення. Вони виявлені піщано-глинистими породами. Завершується неоген в Криму верствами чаудинського ярусу, поширеними на південному узбережжі Керченського півострова, біля мису Чауди.

Верхня межа неогену в Криму і в Причорномор'ї у цілому відмічена червонобурими глинами. У районі Одеси червонобурі глини лежать на поверхні палеонтологічно охарактеризованих відкладів куяльницького ярусу. В західному Криму, за даними Андрусова, вони заміщають куяльницький ярус і мають, частково, верхньопліоценовий вік.

Друга велика область поширення верхньотретинних відкладів—Волино-Поділля і Прикарпаття—характеризується великою різноманітністю виявленого там неогену. Верхньотретинні відклади в південно-західній частині Російської рівнини відомі здавна. Історію вивчення їх у дожовтневому періоді висвітлив В. Д. Ласкарєв (1914). Перший етап досліджень стратиграфії неогену та решток організмів з неогенових відкладів Волино-Поділля пов'язаний з роботами Е. І. Ейхвальда (1830, 1840, 1852, 1853) та І. Яковицького. Грунтовне дослідження органічних решток з міоценових відкладів Волино-Поділля послужило основою для дальшого вивчення міоценових відкладів взагалі. На тому етапі великі фактичні матеріали по неогену Волино-Поділля зібрали і опрацювали Дюбуа (1831), А. Л. Анджейовський в 1823, 1830, 1832 рр., Ж. Пуш, Г. Бльоде (1841, 1844). Великий крок уперед у справі вивчення верхньотретинних відкладів взагалі становили праці М. П. Барбота де Марні (1867, 1873). Він стратиграфічно розчленував неогенові відклади Поділля і вперше порівняв їх з неогеном Віденського басейну. У другій половині XIX і в першій половині поточного століття загальні риси геологічної будови Карпат, зокрема питання стратиграфії неогенових відкладів там, висвітлювали: в 1876 р. К. Пауль, у 1914 р. С. Шмідт, далі С. Анатазіу, Г. Мургочі, М. Давід, у 1911—1928 і 1934 рр.—Фрідберг, у 1935 р. Я. Чарноцький, В. Крак, К. Ковалевський. Неоген Закарпаття досліджували Т. Позевич, М. Хантін, Д. Андрусов, А. Матейка, А. Зеленка, Л. Майзон та ін.

Найважливішою для характеристики неогенових відкладів Волино-Поділля за весь період їх вивчення до возз'єднання України і встановлення радянської влади на західних її землях була класична праця В. Д. Ласкарєва (1914). Автор відзначав, що на території його досліджень немає відкладів нижнього міоцену. Середній міоцен починається з нижніх частин другого середземноморського ярусу, далі він складений верствами, перехідними до сармату. Ці перехідні верстви Ласкарєв виділив під назвою б у г л і в с ь к о г о я р у с у. В характеристиці відкладів другого середземноморського ярусу цей автор підкреслює

різницю їх на Волині і на Поділлі. На Волині долина Горині ділить область поширення неогену на два райони. Для північного району характерна наявність у відкладах згаданого ярусу пропластків бурого вугілля і лігніту. У південній частині Волинського району також поширені узбережні відклади. Вони залягають на терасі, висіченій у крейді. В узбережній зоні моря другого середземноморського ярусу розвинуті літотамнійові породи і рифові побудови, які утворюють *товтри*, поширені на Поділлі і на Молдавській височині. У межах Поділля літотамнійова зона ділиться на дві підзони, які Ласкарєв докладно розглядає. Свою характеристику відкладів другого середземноморського ярусу він доповнює великим, на 155 назв, списком скам'янілостей.

Перехідні від середземноморського до сарматського ярусу верстви, за даними В. Д. Ласкарєва, приурочені до східної узбережної зони середземноморських верств. Серед них виділені: 1) типові буглівські верстви Волині, 2) ервілійово-гідробійові верстви Поділля і 3) виразніше середземноморські відклади з гирла р. Ушки на Поділлі. Перехідним верствам В. Д. Ласкарєв дає вичерпну палеонтологічну характеристику. Далі він відзначає, що кожний молодший член неогенових відкладів на Волино-Поділлі поширюється далі на схід у порівнянні з попереднім. Він описує нижньосарматські відклади, серед яких виділяє: 1) *товтрову фацію* з глинисто-мергельно-трепельною світою, 2) *кременецько-ізяславсько-старокостянтинівський тип* узбережних відкладів, 3) *острозько-кременецько-дубненський,* або північний, *тип* відкладів, що включає верхній, вапняковий, і нижній, піщаний, відділи, 4) *проскурівсько-ушицький тип,* виявлений потужним дрібнооолітовим піщанистим вапняком, грубопіщаними вапняками, зеленосірими більш-менш глинистими пісками та проверстками прісноводного кременистого вапняку. Середній сармат, за даними Ласкарєва, залягає трансгресивно. У складі середнього сармату він виділяє нижній—вапняковий, і верхній—піщано-глинистий, горизонти.

До пліоценових відкладів на Волино-Поділлі В. Д. Ласкарєв відносив наверствування, які за М. П. Барботом де Марні складають балтський ярус і які він умовно порівнює з рябими глинами м. Києва. В їх складі він виділяє чотири групи відкладів: 1) відклади по Волочиській вітці залізниці—рябі і зеленуватосірі глини, 2) піски з верхів'я Південного Бугу і Случі, 3) піски й глини з околиць м. Жмеринки і узбережжя р. Барана та 4) зеленобурі і вохристі глини з басейнів Гуйви, Гнилоп'яті і Південного Бугу в околицях Вінниці.

Особливості складу неогенової системи і стратиграфічне розчленування її в межах Волино-Поділля, Прикарпаття і Закарпаття глибоко вивчені в роки радянської влади. Петрографію неогенових вулканічних порід Закарпаття досліджує В. С. Соболєв (1947, 1954); палеонтологічні дослідження неогенових викопних організмів вели В. А. Горецький (1948), І. В. Венглінський (1953), В. Н. Зайцева (1948), Б. П. Жижченко (1952), І. К. Королюк, В. П. Казакова (1952); на підставі палеонтологічних даних детально розчленовано тортонські відклади Опілля. В межах міоцену Поділля В. П. Казакова виділяє гельветські і тортонські відклади, встановлює два горизонти в нижньому тортоні, три—у верхньому (рис. 28). У межах кожного горизонту висвітлюються фації відкладів. Ці висновки підтверджені даними вивчення численних викопних молюсків.

Стратиграфічне розчленування неогенових відкладів Прикарпаття і Закарпаття відбите в багатьох схемах, за якими виділяється велика кількість стратиграфічних підрозділів—світ, серій, горизонтів, з місцевими назвами і часто неузгоджених. Тому порівняльна характеристика неогенових відкладів цих районів поки що сильно утруднена.

Серед наявних схем стратиграфічного поділу неогенових відкладів Прикарпаття зупинимося на даних О. С. Вялова (1951). Він вважає, що в підошві неогену лежать поляницькі верхньоолігоценові верстви. Найдавніші відклади неогену — аквітан-бурдигальського віку — Вялов об'єднує у *воротищенську світу.* Нижню частину її, на його думку, становлять верстви світ *слобідської* і *загорської,* верхньодобротівські верстви. До гельветського ярусу належать також *стебницька* світа, верхи якої об'єднують у *садзавський горизонт.* До відкладів нижнього тортону О. С. Вялов відносить світи *угерську, гіпсо-ангідритову* і *галицьку.* За іншою місцевою схемою стратиграфічного поділу неогену Передкарпаття, над гіпсо-доломітовою товщею виділяють ще *косівську*



Рис. 28. Останець тортонського пісковика. Поділля, м. Підкамінь. (Фото І. Л. Соколовського).

світу, якій відповідають верстви брусницькі, становецькі, коломийські, прутські й вербівські. Нижче гіпсо-доломітової світи розміщають верстви вовненські. З сарматським ярусом порівнюється *дашавська світа.* До нижнього сармату відноситься *волинський горизонт,* з яким порівнюють-ся верстви ходковицькі і сторожинецькі.

З 1949 р. для розчленування неогену нафтоносних районів Передкарпаття застосовується схема ВНДГРІ, за якою виділяються серії відкладів—*воротищенська,* з поділом на нижню і верхню частини, *стебницька,* з садзавським горизонтом, і *угерська.* Верхню частину неогену, за цим поділом, становить гіпсо-доломітовий горизонт.

Тортонські відклади на Покутті ділять на такі верстви: буглівські, покутські, пістинські, верхньосоленосні, стебницькі, нижньосоленосні, опільські, поляницькі, добротівські, шипотські, добродійські конгломерати, які підстелюють менілітові сланці. Верхню частину неогену там становлять відклади сарматського ярусу.

Не менш складні схеми стратиграфічного поділу неогену Закарпаття запропонували Н. П. Єрмаков, Ю. Б. Плєшаков, І. А. Коробков та ін.

Н. П. Єрмаков (1948) розробив схему стратиграфічного поділу неогену Закарпаття, в якій з аквітан-бурдигальським ярусом порівнює *лужансько-апшицьку* серію, з гельветським—*солотвино-новоселицьку* серію, з тортонським—*тересвинську* світу, з сарматським ярусом (нижнім і середнім)—*вишково-березинську* серію, з нижньою частиною меотич-

ного ярусу— *кошелево-велетинську* серію, що включає вулканічні породи нижньої товщі. З верхньою частиною меотичного ярусу Єрмаков порівнює свою *ужгород-хустську* серію, яка включає верхню вулканічну товщу. У пліоцені Закарпаття цей дослідник виділяє серії: *ільницьку*, що порівнюється з понтичним ярусом, і, вище, *берегово-кириясенську* та *тисенську*. У кожній із серій він виділяє ще значну кількість світ та горизонтів, огляд яких дано в розділі про геологічну будову Карпат.

Більш просту схему стратиграфічного поділу неогену Закарпаття запропонував Ю. Б. Плєшаков (1949). Зверху вниз він виділяє гутинську вулканічну формацію верхньоміоценово-пліоценового віку. До цієї формації віднесені вугленосні піщано-глинисті відклади, переверствовані з вулканогенними породами. Увесь неоген, який відповідає бурдигальському, гельветському і тортонському часу, він об'єднує у мармароську соленосну формацію. Відклади, відповідні тортонському ярусу, поділяються на дві серії—*апшицьку*, у складі стрембенської і бешикурської світ, і *тересвинську*. Нижній міоцен, який порівнюється з гельветом і бурдигалом, Плєшаков об'єднує у *тисенську* серію з верхньою—*хустецькою*, і нижньою—*солотвинською*, світами і окремим *тереблянським* соляним горизонтом внизу.

Наведений огляд стратиграфії неогенових відкладів в окремих районах Української РСР дає лише загальне уявлення про їх дуже складну мінливість. У процесі геологічного розвитку південно-західної частини Російської платформи і альпійських гірських побудов, які з південного заходу їх облямовують, під час неогену відбувалися складні коливальні рухи і горотворення. За цих обставин в окремих районах поширення неогенових відкладів були різні умови осадкоутворення. Міра вивченості цих умов, як і осадків, що тоді утворилися, різна. Стратиграфічний поділ неогенових відкладів потребує дальшого уточнення.

Четвертинна система

Наймолодші серед осадочних утворів земної кори, четвертинні, відклади мають повсюдне поширення. Більш-менш потужним покривом вони вистелюють усі елементи рельєфу території УРСР і вкривають усі давніші наверствування.

Утворення четвертинних відкладів у різних частинах Української РСР відбувалось за різних умов. Потужність їх теж змінна і здебільшого залежить від геоморфологічної обстановки. У пониженнях поверхні товщина четвертинних відкладів завжди більша. Від рельєфу залежить також і географічне розміщення генетичних типів четвертинних відкладів. Окремі області поширення четвертинних відкладів збігаються з геоструктурними областями південно-західної частини Європейської території Радянського Союзу. Тому в цьому розділі наводиться лише порівняльна характеристика четвертинної системи УРСР, а докладніший опис її дано далі, у регіональному огляді геологічної будови території республіки.

Рівень вивченості четвертинних відкладів Української РСР досить високий, але нерівномірний. Особливо багато літератури присвячено лесовим породам і четвертинним відкладам Придніпров'я. Недостатньо ще вивчені четвертинні відклади Карпат, а також Придністров'я і Донбасу.

Відомості про покривні наверствування на території УРСР почали збирати здавна. Спочатку спостереження четвертинних відкладів провадилися в процесі висвітлення загальних фізикогеографічних особливостей країни, далі—в процесі загального вивчення її геологічної будови, і лише з другої половини XIX ст. четвертинні відклади на території України стають об'єктом спеціальних досліджень.

Ще в класичну давнину, у 483—425 рр. до н. е., Геродот повідомляв про наявність у північній частині Скіфії—теперішньому Поліссі— озера Амадоку і обширної заболоченої місцевості, з якої витікають великі ріки. Дані Геродота пізніше відобразив на своїй карті Птолемей, у 160—150 рр. до нашої ери. Думка про наявність у минулому на Поліссі озера підтримувалась аж до першої половини XIX століття і позначилася на працях Е. І. Ейхвальда. К. Клука та ін.

У 1721 р. у нарисі природних умов Полісся Р. Ржачинський відзначив велике поширення там пісків та валунів. Про відклади глин, піску, залізної руди та інших мінеральних корисних копалин на Поліссі писали в 1797—1802 рр. К. Клук, у 1806 р. С. Сташиць, у 1807 р. Є. Зябловський, А. Л. Анджейовський, у 1827 р. Ідем, у 1827—1831 рр. І. Яковицький, Е. І. Ейхвальд (1830, 1850), у 1831 р. Дюбуа, у 1840 р. Бльоде, у 1844 р. Блазіус. Дуже важливі дані про четвертинні відклади на території УРСР зібрали експедиції Демидова і Мурчісона (1849). У звіті останньої експедиції описується спосіб утворення валунних відкладів. Тоді припускалося, що в час, коли Скандінавію вкривали льодовики, на території Європейської Росії було море. Айсберги, які відокремлювались від льодовика, розносили валуни скандінавських кристалічних порід і відкладали їх у морі. Південну межу поширення льодовикових валунів показано в напрямку: Чечерськ—Болсуни—Погорільці—Кролевець—Глухів; відзначається просування валунів далеко на південь по долинах Дніпра та Дону і відсутність валунів на вододілі між ними.

Рештки викопних хребетних з четвертинних відкладів описували Кіпріянов у 1855 р., Нордман у 1858—1860 рр.

Значний крок вперед у вивченні четвертинних відкладів на території УРСР являють собою праці І. Ф. Леваковського (1869, 1871, 1875). Четвертинні відклади околиць Одеси він поділив на горизонти глин: 1) жовта пориста, 2) каштанова і 3) червона. У жовтій глині з околиць Дніпропетровська Леваковський виявив черепашки викопних наземних і прісноводних молюсків. Аналогічні дані він зібрав на території Херсонщини та Харківщини. Глини він вважав делювіальними утворами.

Н. Д. Борисяк (1869) писав, що післятретинні відклади на Полтавщині і Харківщині мають інше походження, ніж їм приписував Р. І. Мурчісон. На його думку, місцевість, яку він дослідив, була вкрита не морем, а озером, в яке валуни зносило з місцевого кристалічного масиву. Барбот де Марні (1869) відзначив велику потужність лесу вздовж залізниці Одеса—Балта. Товщина лесу, за його даними, збільшується на схилах долин. Сам лес, вважає він, являє собою звичайні річкові відклади. М. Клем (1874) описав червонобурі і вкриваючі їх світлобурі глини на просторі між Саксаганню і Кальміусом. Червонобурі глини він розглядає як продукти руйнування кристалічних порід.

Важливі особливості четвертинних відкладів на Лубенщині та в Придніпров'ї виявив К. М. Феофілактов (1868—1875). На Лубенщині, на його думку, поширені два пласти морени, поділені потужною верствою лесу. Лесову серію він поділив на три горизонти: 1) верхній—блідожовтий лес, 2) середній—темносірий і 3) нижній—блідожовтий. У 1874 р. К. М. Феофілактов відзначив, що у верхній частині горизонт валунних відкладів в околицях Києва вміщає гумус.

А. С. Рогович (1875) повідомив про викопні кістки з четвертинних відкладів Овруцького району, басейнів рр. Псла, Сули й Ворскли. В околицях Новгорода-Сіверського він виявив рештки скелетів коней, оленів, биків, бізонів, мамонтів та ін. Про четвертинні відклади Полісся писали в 1875—1899 рр. І. Жилінський, у 1874—1881 рр. В. Хорошевський. Останній повторює здавна відоме припущення про існування моря на території Російської рівнини. Лес, на думку Хорошевського, становить продукт перетирання гірських порід, і відкладався він в узбереж-

них частинах моря. С. О. Конткевич (1881, 1887) відніс лєс і піщано-галькові відклади околиць Кривого Рогу до «дилювіуму». Червонобурі глини, які там підстелюють лес, Конткевич розглядав як пліоценові. М. Мітте (1887) розглядає четвертинні відклади Полісся як утворені з делювіальних наносів одного періоду, перекритих льодовиковими наносами з валунами.

У кінці вісімдесятих років XIX ст. вивчення четвертинних відкладів розпочинають: на Лівобережжі—П. Я. Армашевський і на Поліссі—П. А. Тутковський. Їх дослідження внесли багато нового для висвітлення особливостей четвертинної системи. Армашевський (1903) у складі четвертинних відкладів Лівобережжя виділяє яруси: 1) гончарні глини і вапнякові суглинки, 2) валунні суглинки, 3) лес, у тому числі гумусовий. Для пояснення утворення лесу Армашевський розробив делювіальну гіпотезу, згідно з якою лес утворюється в результаті діяльності тих, ледве помітних струмків, які, стікаючи по положистих схилах, відкладають на своєму шляху мінеральні частки. Цю гіпотезу далі глибоко опрацював О. П. Павлов. В. О. Домгер (1882) відзначає відсутність справжнього лесу в Ананьївському районі.

О. В. Гуров (1883—1888) серед четвертинних відкладів Полтавщини розрізняв яруси: 1) дольодовиковий делювій, 2) льодовикові і 3) польодовикові наноси. Ці відклади, з ними — і лес, він вважає озерними.

С. М. Нікітін у 1885 р. проводить південну межу поширення валунів через Фастів — Звенигородку — Новомиргород — Кременчук — Зіньків — Севськ. Г. І. Танфільєв, аналізуючи процеси утворення боліт, установлює два шляхи їх виникнення: через відмирання озер і через заболочування місць з водонепроникним грунтом.

В. В. Докучаєв (1883, 1892, 1894) приділив винятково велику увагу четвертинним відкладам на території УРСР. У межах Дніпровсько-Донецької западини він виділяє відклади елювіальні, делювіальні, алювіальні і еолові. Лес він розглядав як продукт, що його відкладають води відступаючого льодовика. Він нагромаджувався на суші, покритій степовою і місцями болотяною рослинністю, під час льодовикових поводей. У географічному розміщенні четвертинних відкладів Докучаєв виділяє три райони і, відповідно, три типи осадків: 1) район морських відкладів скіфського моря, яке на півночі доходило до південного краю кристалічного щита, 2) район льодовикових відкладів і 3) район материкових відкладів. Особливо важливе припущення Докучаєва про утворення лесу в процесі льодовикових поводей, що відбувалися одна за одною під час четвертинного зледеніння.

П. П. П'ятницький (1888) вважав, що четвертинні суглинки на Полтавщині не являють собою типового лесу і їх слід розглядати як лесоподібні породи. Особливості поширення четвертинних відкладів висвітлювали: на Чернігівщині—А. Русов (1898 р.), на Полтавщині—В. К. Агафонов (1892—1894), на Одещині—І. Ф. Сінцов (1883—1885), С. Щусєв (1896), І. І. Хойна і Д. П. Козирєв (1897), на Харківщині Л. Пустовітов (1895), К. Г. Родін (1892). Останній автор визначив у складі лесових відкладів один-два гумусові проверстки, які, на його думку, утворилися у результаті змиву і виповнення попередніх понижень.

Значний вклад у вивчення четвертинних відкладів і висвітлення їх походження вніс М. О. Соколов. У його численних роботах (1887, 1889, 1890, 1895, 1896) висвітлюються особливості четвертинних відкладів на великих просторах, переважно, півдня УРСР. До четвертинної системи він відносить зеленуватосірі і червонобурі глини, піщано-галечникові відклади, лес і лесоподібні суглинки, що його заміщають. Лес, на думку Соколова, має субаеральне походження і утворився у результаті впливу атмосфери на поверхневі відклади суші, з продуктів руйнування їх. Умови відкладання четвертинних відкладів на Російській рівнині він порівнює з умовами, що існували на Північно-Німецькій низині, де було три зледеніння. У дольодовикову, першу льодовикову і першу міжльодовикову епохи, за даними цього дослідника, у басейні середнього Дніпра був вологий, м'який клімат, що сприяло утворенню численних боліт та озер. Там нагромаджувалися тонкозернисті відклади з рештками прісноводних молюсків. На півдні тоді відкладалися прісноводні осадки з рештками Vivipara diluviana Kunth., а на вододілах—субаеральні бурі суглинки. Під час другого зледеніння льодовик заповнив долину середнього Дніпра. У пізніші міжльодовикову і льодовикову епохи відкладався лес і лесоподібні суглинки. Післяльодовиковий час характеризується степовою обстановкою.

Фактичні дані про наверствування четвертинних відкладів зібрали І. Видрін і Н. Сибірцев (1894), П. Замятченський (1891, 1894), Г. Михайловський (1901), О. О. Борисяк (1905), Б. Б. Полинов (1914), К. І. Лісіцин (1914). Останній пропонує розрізняти викопні грунти стратиграфічні і випадкові; стратиграфічними він вважає гумусові проверстки нижньої частини лесової товщі.

Великий крок вперед у вивченні четвертинних відкладів становили численні праці П. А. Тутковського. Основну увагу цей дослідник приділяв питанням походження лесу (1899). Лес, за його визначенням: 1) під мікроскопом являє собою масу кутуватого кварцового пилу, 2) плащем вкриває усі елементи рельєфу в межах його поширення, 3) вміщає майже виключно рештки наземних організмів, 4) північна межа його поширення збігається з південною межею поширення валунів і заходить північніше останньої, 5) проверстки щебеню та уламків у лесі виявляються лише на схилах, на вододілах їх немає. Виходячи з цих даних він вважав лес утворенням льодовикової епохи. Обставини, за яких відкладався лес, Тутковський уявляв собі так. На краю льодовикового покриву були умови, які сприяли виникненню антициклональної системи вітрів, що спрямовані до периферії зледеніння і виходять далеко за його межі. Ці вітри висушували і розвіювали там льодовикові відклади. Найбільш сприятливі умови для цього наставали услід за відступанням льодовика. Звільнена льодовиком місцевість являла собою справжню пустиню, на якій лише окремими острівцями зберігалися тундрові болота й торфовища. Далі від краю льодовика розміщалася зона сипких пісків, яка разом з першою становила область розвіювання. Звідси тонкий пил виносився і осідав південніше, утворюючи пояс навіювання, який поширювався до Чорного моря і передгір'я Кавказу. Пояс навіювання становив обширні степи, вкриті зрідка рослинністю, яка затримувала принесений пил. Зони розвіювання і навіювання зміщалися у зв'язку з переміщенням краю зледеніння, і вслід за цим на окраїнах зони навіювання діяльність вітру порушувалась. Розвиваючи еолову гіпотезу утворення європейського лесу, Тутковський (1905) пише про велику область зандрів на Поліссі. Пізніше (1922) він обгрунтовує зональність льодовикових краєвидів.

Еолова гіпотеза походження європейського лесу, глибоко обгрунтована П. А. Тутковським і співзвучна еоловій гіпотезі лесу взагалі, яку перед тим розробив В. А. Обручев, до цього часу становить одну з найпопулярніших гіпотез у четвертинній геології.

На початку поточного століття питання стратиграфії четвертинних відкладів продовжують привертати увагу численних дослідників. Н. І. Кріштафович (1896, 1903) поділяє комплекс лесів на два горизонти. Нижній з них—озерно-річковий, а верхній—субаеральний; останній, в свою чергу, поділяється на гірський, рівнинний і пологих схилів. Г. І. Танфільєв у 1912 р. пов'язав утворення горизонтів викопних грунтів з зупинками і відступанням льодовика. Це була перша спроба пояснити утворення викопних грунтів не місцевими, а регіональними причинами.

Дальший крок у вивченні четвертинної системи становили роботи О. І. Набоких (1911, 1914, 1915). Він докладно висвітлив геологічний розріз лесової товщі Бессарабії, Поділля, Херсонщини, Полтавщини та Харківщини. Він виділяв леси: південно-західного типу, який складається з двох горизонтів, поділених викопним грунтом; придніпровський, за його даними, одноярусний; південно-східного типу, поширений у південних районах УРСР,—він шоколадного кольору, має потужність 12—20 *м* і поділений на горизонти викопним грунтом. Утворення відкладів четвертинної системи Набоких пов'язував зі зледенінням. Він вважав, що на території Російської рівнини було три зледеніння, яким і відповідають три періоди утворення лесу. Останнє лесоутворення було відокремлене від останнього зледеніння епохою утворення лиманів. Максимальне зледеніння Набоких вважав останнім.

Схема послідовності утворення лесу і зв'язку його зі зледеніннями, розроблена О. І. Набоких, досить довго трималася в геології, а шлях дослідження четвертинних відкладів, який він визначив, привів до сучасного детального стратиграфічного поділу четвертинної системи.

Важливі фактичні дані про четвертинні відклади на території УРСР зібрали в дореволюційний період: А. Д. Архангельський (1913)—в межах Чернігівської і Курської губерній, Б. К. Ліхарєв (1913—1915) — у східних районах, Ф. П. Швець (1917)—в Олександрійському районі; Н. Флоров (1916) описав три яруси лесу на Київщині.

В. М. Чирвінський (1914) дав докладний опис льодовикових валунів і прийшов до висновку про наявність двох фаз у просуванні льоду. В першу фазу материковий лід рухався із Скандінавії і Фінляндії і просувався з північного заходу на південний схід. Край цього льодовика дійшов до Гродненської і північної частини Волинської губерній, покрив Чернігівську, Київську, південно-східну частину Мінської і південну частину Могильовської губерній; південна межа цього зледеніння, за даними В. М. Чирвінського, проходила південніше Смоленська і Мінська і далі на південний захід у межі західної Волині. Пізніш, у зв'язку з переміщенням центра живлення льодовика на схід, змінився і напрямок течії льоду. Просування льоду на південь дало початок Дніпровському льодовику великого зледеніння. Проти цих важливих висновків В. М. Чирвінського, однак, свідчить те, що давнішим було якраз Дніпровське зделеніння, молодшим — поліське, а не навпаки, як він це припускав.

Наче завершенням вивчення будови четвертинних відкладів у дожовтневий період є робота В. Д. Ласкарєва (1919). Підсумовуючи матеріал літературних джерел про будову лесової товщі, Ласкарєв приймає лес за відклади міжльодовикові і післяльодовикові, розвиває далі погляди О. І. Набоких. Він дотримувався думки про триразове зледеніння на території Російської рівнини.

З огляду стану вивчення четвертинних відкладів Української РСР у дожовтневий період видно, що утворення лесу тоді пов'язували зі зледенінням. Виділяли три яруси лесу, відокремлені гумусовими горизонтами. Вважалося, що в основі четвертинних відкладів лежить червонобура глина. Відомі були морські відклади четвертинного віку. У цілому в дожовтневий період ще не була з'ясована картина будови четвертинного покриву значних територій. Будова цих відкладів не пов'язувалася з рельєфом.

Розгорнуто вивчалися четвертинні відклади в роки радянської влади. Спеціальні дослідження провадилися в напрямку висвітлення генетичних типів та стратиграфії четвертинних відкладів, органічних решток, мінералогічного складу, поширення і корисних копалин четвертинної системи. За цей період четвертинним відкладам присвячена величезна кількість робіт, в яких нагромаджено великий фактичний матеріал. Особливо велику увагу дослідників продовжують привертати лес, питання його походження, та проблеми геоморфології.

Основи сучасного стратиграфічного поділу четвертинних відкладів на території Української РСР складалися поступово. Відомості про ці відклади в окремих районах зібрали: А. В. Красовський (1924, 1928) і А. А. Красюк (1916, 1922)—на Поділлі, Н. А. Григорович-Березовський (1902, 1905)—по залізничній лінії Бахмач—Одеса, О. К. Алексеєв (1921, 1923), І. Хоменко (1922, 1923)—по Причорноморській западині, К. Д. Глінка (1891, 1892), Н. Флоров (1916)—по Київщині, В. І. Сазонов—по Харківщині, Г. С. Буренін (1926)—по Криворіжжю, В. А. Городцов — на Лубенщині. В. Р. Вільямс вважав леси Української РСР за основну морену.

Велике значення для висвітлення складу і умов утворення четвертинних відкладів мали роботи О. П. Павлова (1925). Він відзначає, що територія УРСР у четвертинному періоді вкривалася льодом двічі. На Російській рівнині зледеніння повторювалось чотири рази. Павлов наводить списки численних викопних калюжниць—палюдин.

Багато праць четвертинним відкладам на території Української РСР присвятив Б. Л. Лічков (1922, 1924, 1925, 1926, 1927, 1928, 1931, 1932). Він висвітлював питання структури Полісся, геоморфології долин басейнів Дніпра і Південного Бугу, тектоніки Канівських гір. Ці ж самі питання висвітлював у своїх працях Д. М. Соболєв (1928, 1929, 1930, 1931, 1933, 1934, 1938, 1940). На його думку, геоморфологічні рнси Полісся вироблялися протягом передриського и риського часу і остаточно оформилися за вюрмського зледеніння.

Питання геоморфології і походження лесів, а також роль епейрогенічних рухів в утворенні відкладів четвертинної системи висвітлював С. С. Соболєв (1935, 1937, 1939, 1941).

В. В. Різниченко (1924, 1926, 1927, 1928, 1929, 1930, 1931, 1932) розвивав уявлення П. А. Тутковського про особливості четвертинного періоду. Він описував сліди пустині на Канівщині, докладно висвітлював стратиграфію четвертинних відкладів Канівських гір. Описав два яруси лесу над мореною, морену, підморенні суглинки й піски. На думку Різниченка, у четвертинному періоді відбувалися тектонічні рухи і дислокації Канівшини. Ці думки автора зустріли критику з боку Д. М. Соболєва і Б. Л. Лічкова.

Велике значення для висвітлення стратиграфії четвертинних відкладів мали роботи Г. Ф. Мірчинка (1922, 1923, 1925, 1927, 1928, 1929, 1931, 1932, 1933, 1935, 1936, 1937, 1939, 1940). Він вважав, що лес може утворюватися різними способами: алювіальним, делювіальним, еоловим і змішаним. У схемі порівняння четвертинних відкладів Російської рівнини, Кавказу і Понтокаспію Мірчинк (1936) відносить до четвертинної системи червонобурі глини, вік яких вважається апшеронським. За синхронічні з ними приймалися верстви чауди на Керченському півострові. Далі виділяються верстви з Vivipara diluviana Kunth, які відносяться до міндельського і передміндельського часу. Сюди ж зараховувався третій комплекс—лесових порід на вододілах. До міндель-риського часу Г. Ф. Мірчинк відносив узунларські відклади і викопні грунти на вододілах. У риський час, на його думку, відклалися другий комплекс лесу, морена і флювіогляціальні верстви дніпровського льодовикового язика. В рис-вюрмський міжльодовиковий час утворилися карангатські відклади і викопні грунти. У вюрмський час, як вважав Мірчинк, на дні Керченської протоки відклалися осадки з монодакнами, а на вододілах—перший комплекс лесу, з місцевими горизонтами викопних грунтів. У річкових долинах тоді нагромаджувались алювіальні відклади однолесової і безлесової терас. У польодовиковий час утворилися черепашники з Venus gallina і уступ від надзаплавної тераси до заплави.

Перед Великою Вітчизняною війною про четвертинні відклади на території УРСР було зібрано дуже значний фактичний матеріал. Виявилися нові риси будови четвертинної системи в окремих частинах республіки. Намітились нові шляхи розв'язання питань походження, складу й стратиграфії четвертинних відкладів, створились передумови для сучасного уявлення про походження четвертинних відкладів УРСР.

Фактичний матеріал про склад решток викопних організмів з четвертинних відкладів окремих районів УРСР описували М. О. Мельник (1928, 1933), Н. В. Піменова (1928, 1933, 1934), Л. Лунгерсгаузен (1931, 1934, 1935), Т. А. Мангікіан (1929), П. Л. Осауленко (1935); загальні відомості про четвертинні відклади в північно-східній частині Полісся зібрала Г. В. Закревська (1928—1929). Межі поширення карпатської гальки на Вінниччині охарактеризувала О. К. Каптаренко (1928, 1929); М. В. Черногорова (1929) описала її петрографічний склад. Нові відомості про четвертинні відклади Мелітопольщини зібрав М. М. Пухтинський (1929, 1941), Вінниччини і середнього Придніпров'я—Д. К. Біленко (1930, 1934, 1935, 1937, 1939, 1941). Останній писав про три яруси лесу над мореною, морену, два яруси лесу під мореною, а також п'ять стратиграфічних рівнів терас у долині Дніпра. Про четвертинні відклади Новгород-Сіверського району писала Г. В. Липківська (1930), Конотопського району—Ю. І. Фрейвальд (1931), Донецького кряжа і його околиць—В. П. Кавалерідзе (1931), Й. Ю. Лапкін, по ряду інших районів—Д. П. Назаренко (1940, 1947), І. С. Педан (1933), Т. Ю. Лапчик (1935), А. К. Матвєєв (1940), П. О. Православлєв (1928), Б. В. Плесковський, М. А. Риженко (1933), Ф. П. Саваренський (1932), К. С. Савич-Заблоцький (1937), Г. Ф. Турлей (1934, 1940), К. С. Усенко (1936), Ю. М. Успенська (1938), Л. І. Карякін (1936), Д. М. Коненков (1946), Д. К. Зеров (1932), Н. П. Єрмаков (1947), М. К. Дурденевська, В. П. Гричук (1940), І. П. Герасимов (1939), Р. Р. Виржиківський (1926, 1927, 1929, 1932, 1936).

Залишки викопних хребетних тварин з четвертинних відкладів Української РСР описали М. В. Павлова (1925, 1931), М. Й. Бурчак-Абрамович (1935). Загальні особливості будови четвертинної системи висвітлювали Таран (1930, 1935), Г. І. Молявко (1935, 1941), П. Пантелєєв (1935), Є. Лавренко (1933), В. Гвоздецький, О. М. Жирмунський (1919, 1948). О. І. Москвітін (1933, 1935) у межах Прилуцького району виділяє: бурі гончарні глини, нижній лес—*міндельського* віку, давні річкові піски верхньої тераси Дніпра, *міндель-риські* міжльодовикові утвори (на вододілах—викопні грунти, у долині Дніпра—алювій), льодовикові відклади *риського часу:* а) алювіальні відклади, що підстелюють морену, б) морену, в) флювіогляціальні надморенні відклади, *рисвюрмські* міжльодовикові відклади, чорноземні грунти викопні; відклади *вюрмського* віку: верхній ярус прилуцького лесу, алювій верхньої надзаплавної тераси, еолові й делювіальні відклади часу відкладання алювію верхньої надзаплавної тераси, давній алювій середньої тераси, алювій нижньої надзаплавної тераси і відклади *післяльодовикові*, або сучасні. О. І. Москвітін ставив під сумнів існування гюнцького лесу на території УРСР і заперечував еолове походження лесу, що в нього вклинюється морена дніпровського зледеніння. У своїх останніх працях (1952, 1954) він ділить четвертинний період на відділи *еоплейстоцен* (міндельська епоха), *мезоплейстоцен* (риська епоха), *неоплейстоцен* (вюрмська епоха). Услід за С. О. Яковлєвим Москвітін пише про три самостійні зледеніння: в еоплейстоцені—*окське* і *верхньоміндельське*, у мезоплейстоцені — *дніпровське* і *московське*, у неоплейстоцені — *калінінське* і *осташківське*. О. Н. Соколовський (1944) розглядає фізико-механічні властивості лесу і приходить до висновку про відсутність впливу води при їх утворенні і діагенезисі.

Про час утворення лесу і про річкові тераси писав О. Н. Вознесенський (1946). Окремі стратиграфічні комплекси четвертинних відкладів УРСР він пов'язує з міндельським, риським і вюрмським зледеніннями. Відповідно він у долині Дніпра виділяє три низхідні рівні тераси: еомезоплейстоценовий, неоплейстоценовий і голоценовий. Ці явища, на його думку, зумовлені палеокліматичною кривою сонячної радіації Міланковича.

Для висвітлення генезису лесу на території УРСР велике значення мали загальнотеоретичні роботи основоположника еолової гіпотези походження лесу В. А. Обручева (1911, 1933).

Фактичні дані і стратиграфічний поділ четвертинних відкладів УРСР наводяться у численних працях М. І. Дмитрієва (1933, 1934, 1936, 1937, 1938, 1940, 1946). На його думку, у межах Українського кристалічного щита четвертинний покрив складають: 1) лес і лесоподібні суглинки; 2) викопні грунти; 3) морена; відклади 4) водно-льодовикові й льодовикові; 5) алювіальні; 6) озерні; 7) делювіальні відклади й еолові піски.

Узагальнення даних про четвертинні відклади південної частини Європейської території Радянського Союзу на тому етапі їх вивчення дали А. Д. Архангельський і В. І. Крокос. Архангельський (1932—1934), Архангельський і М. М. Страхов (1932) висвітлили історію Чорного моря і утворення морських відкладів у четвертинному періоді. За їх даними, на межі третинного й четвертинного періодів улоговину Чорного моря виповнював Чаудинський басейн. Пізніше внаслідок епейрогенічних рухів у Чорноморській області мінялися межі й гідрологічні властивості морських басейнів, які виповнювали Чорноморську улоговину. Після чаудинського віку існували: а) *давньоевксинське* озеро-море, б) *узунларський* басейн, в) *карангатський* басейн, г) *новоевксинське* озеро-море і д) *давньочорноморський* басейн. Відповідно до цього виділяються горизонти морських четвертинних відкладів і палеонтологічно обгрунтовуються їх особливості.

Дальший важливий крок вперед у вивченні четвертинних відкладів на території Української РСР становлять численні праці В. І. Крокоса (1916, 1918, 1922, 1924, 1926, 1927, 1928, 1929, 1930, 1931, 1932, 1933, 1934, 1935). Він висвітлив дуже великий фактичний матеріал по будові четвертинної системи майже всієї території Української РСР. Виходячи з еолової гіпотези утворення лесу під час зледенінь, Крокос надавав великого стратиграфічного значення викопним грунтам, які він вважав виразниками міжльодовикових епох. В останніх своїх працях він приймав багаторазовість зледеніння Європи і з цими численними фазами зледеніння пов'язував численні яруси лесу, які він виділяв на території УРСР. У 1934 р. Крокос розробив порівняльну схему стратиграфії лесу на території УРСР і зледенінь Швейцарських Альп (рис. 29). Він виділив яруси (зверху вниз): 1) *бузький ярус* лесу=внутрішні молоді морени Мурі—Цюріха; 2) *удайсько-бузький інтервал,* викопний грунт=Шніцер, коливання; 3) *удайський ярус* лесу-Кільванген — Гуртен, зовнішні молоді морени, вюрм; 4) *дніпровсько-удайський інтервал,* викопний грунт= =останній інтерстадіал; 5) *дніпровський ярус* лесу, дніпровське зледеніння=рис, велике зледеніння; 6) *орельсько-дніпровський інтервал,* викопний грунт; 7) *орельський ярус лесу*=преріс, нижня морена Штокгорна; 8) *тилігуло-орельський інтервал,* викопний грунт=інтергляціал; 9) *тилігульський ярус* лесу=глюч, зледеніння; 10) *сульсько-тилігульський інтервал,* викопний грунт=інтергляціал високих терас; 11) *сульський ярус* лесу=кандер, зледеніння. Подальші яруси належать до пліоцену; 12) *кальміус-сульський інтервал,* велика ерозія; 13) *кальміуський ярус,* гальково-валунні відклади—міндельське зледеніння; 14) *кучурогансько-кальміуський інтервал,* утворення червонобурих глин=великий пліоценовий інтергляціал; 15) *кучурганський* ярус, кучурганські га-

лечники і валуни=гюнц, зледеніння. Кучурганський ярус В. І. Крокос відносить до середнього пліоцену і зразу за ним становить понтичний ярус.

Останній етап вивчення четвертинних відкладів на території УРСР охоплює роки після Великої Вітчизняної війни. У цей час продовжують розвиватися напрямки, які позначились ще набагато раніш. Поряд з цим нагромаджуються нові фактичні дані. Нові напрямки розвиваються у працях П. К. Заморія, І. Г. Підоплічка, В. І. Громова, В. Г. Бондарчука. Важливі дані з будови четвертинних відкладів окремих територій України зібрали: М. Ф. Веклич (1953) — на Київщині, Г. А. Благовещенський, В. П. Гричук (1940)—по викопному пилку і спорах з четвертинних відкладів, М. М. Жуков і Г. І. Раскатова, Н. П. Єрмаков (1946, 1947), В. А. Анучіна і А. І. Спиридонова, О. І. Дзенс-Литовський (1951)—про льодовикові галечники в Криму. Загальні питання умов утворення лесу висвітлювалися в працях О. І. Москвітіна (1954), М. В. Муратова (1951, 1953, 1954), В. А. Обручева (1948), Г. І. Попова (1947), С. О. Яковлєва (1956) та ін.



Рис. 29. Лесові породи з похованими грунтами. Приморський Посад, берег Азовського моря.

П. К. Заморій у численних працях про четвертинні відклади УРСР (1934, 1935, 1937, 1938, 1940, 1946, 1950, 1953) описує особливості четвертинних відкладів східних і південних областей Української РСР. Він дає докладні характеристики окремих ярусів четвертинної системи, починаючи від їх підошви—червонобурої глини, і завершуючи сучасними відкладами. Велику увагу Заморій приділяє геоморфології і тектонічним рухам; він висвітлює корисні копалини, пов'язані з четвертинними відкладами. Приймаючи еолове походження лесу і надаючи великого стратиграфічного значення викопним грунтам, Заморій поділив у 1954 р. четвертинну систему УРСР на чотири відділи—нижній, середній, верхній і сучасний. Основою четвертинних відкладів він вважає куяльницький і чаудинський яруси та червонобурі глини. До нижнього відділу (міндель I—II) четвертинної системи він відносить третій і четвертий яруси лесу і викопний грунт міндельського інтерстадіалу, що їх розділяє, давньоевксинські морські відклади й річкові відклади з Vivipara diluviana K u n t h. У складі середнього відділу (рис)—другий (зверху) ярус лесу, викопний грунт міндель-риського інтергляціалу, піщано-

глинистий алювій дволесових терас і узунларські відклади в Причорномор'ї. Верхній відділ четвертинної системи (вюрм) складають перший ярус лесу, викопні грунти рис-вюрмського інтергляціалу і вюрмського інтерстадіалу, алювій однолесових терас, карангатські і новоевксинські відклади в Причорномор'ї. До відділу сучасних відкладів належать дюнні піски на безлесових терасах, сучасні алювіальні відклади, піщані коси й пересипи.

Особливості четвертинного періоду і умови відкладання лесу на основі вивчення викопної фауни хребетних висвітлює І. Г. Підоплічко (1937, 1939, 1940, 1946). У 1939 р. цей автор наводить дані про наявність ознак лише одного зледеніння на Російській рівнині під час четвертинного періоду. Різке похолодання, за його даними, сталося в середньочетвертинну епоху. Воно призвело до вимирання багатьох представників мамонтової фауни в льодовиковій і прильодовиковій областях. Представники її збереглися до верхньочетвертинної епохи в місцях, які не зазнавали безпосереднього впливу материкового зледеніння. До таких же висновків приходить Підоплічко і на основі вивчення викопної фауни і геології палеоліту (1940). У 1946 р., на основі раніш опублікованого палеонтологічного матеріалу, Підоплічко приходить уже до нового висновку—що зледеніння на Російській рівнині в четвертинному періоді не було. На його думку (1947), причиною нагромадження валунних відкладів у четвертинний час було не зледеніння, а воднодинамічні фактори в місцевостях з оновленим рельєфом. Джерелом діяльної води були не льодовики, а дощі і, часом, тропічні зливи.

Рештки викопних хребетних з четвертинних відкладів, а також археологічні документи на протязі ряду років вивчав В. І. Громов. В останній своїй праці (1948) він приймає, що межу між третинним і четвертинним періодами слід проводити безпосередньо під міндельськими відкладами. На підставі вивчення викопної фауни, переважно з палеолітичних стоянок, Громов твердить, що з'явлення холодостійких і арктичних елементів фауни на території СРСР у зв'язку з похолоданням могло статися лише один раз—у другій половині плейстоцену. Він не находить підстав для виділення якихось фауністичних комплексів, відповідних риському зледенінню, і вважає необхідним об'єднати фауну риського і вюрмського зледенінь в єдиний комплекс фауни рис-вюрмської льодовикової епохи, поділеної короткочасним рис-вюрмським інтерстадіалом. До рис-вюрмського льодовикового часу на території Російської рівнини, в межах її середньої і південної частин, на думку Громова, відбулася послідовна зміна трьох комплексів викопної фауни, які в схемі відповідають міндельському зледенінню і міндель-риському міжльодовиков'ю, але жоден з цих комплексів не має представників арктичної фауни. Громов вважає потрібним змінити назву четвертинний період на антропогеновий період, як це в свій час пропонував О. П. Павлов.

Питання будови четвертинної системи в південно-західній частині Російської рівнини докладно опрацьовані нами (Бондарчук, 1931, 1932, 1933, 1934, 1935, 1937, 1938, 1939, 1941, 1946, 1947, 1949). У наших роботах наведено опис черепашок викопних молюсків з різних ярусів і різних типів четвертинних відкладів УРСР, висвітлюються закономірності їх географічного поширення і зв'язок з рельєфом та корінними відкладами ложа четвертинної системи. На нашу думку, найважливішими факторами, що впливали на процес осадкоутворення у південно-західній частині Російської рівнини за четвертинного періоду, були: геоморфологія, новітні тектонічні рухи і кліматичні умови. Залежність будови четвертинних відкладів від рельєфу полягає у тому, що більш давні елементи рельєфу мають на собі давніший покрив з четвертинних відкладів, а більш давні яруси четвертинної системи складають давніші елементи акумулятивного рельєфу. Ця закономірність найяскравіше

виступає на прикладі численних терас і геоморфологічних рівнів, широко представлених на території УРСР. Склад і потужність четвертинних відкладів також закономірно міняються у залежності від зазначених умов. На території Української РСР і всього південного заходу Європейської частини Радянського Союзу добре виявлені і закономірно розміщені області дольодовикових, трьох комплексів льодовикових і трьох комплексів морських та алювіальних відкладів, не рахуючи алювію сучасних заплавних терас. Найповніший розріз, за нашими даними, четвертинні відклади мають у межах низинних рівнин. На плато



Рис. 30. Терасові галечники на шостій терасі Дністра.

і вододілах, піднятих понад 200 *м* над рівнем моря, розвинутий незначної товщини лише елювіально-делювіальний покрив. Систему четвертинних відкладів УРСР ми ділимо на три відділи: нижній—п о с т п л і о ц е н, середній—п л е й с т о ц е н, і верхній—г о л о ц е н. До нижнього відділу віднесено яруси с к і ф с ь к и й—червонобурі глини, і т и р а с п о л ь с ь к и й—галечники Тирасполя, Приазов'я, Пивихи і Кривого Рогу (рис. 30). Плейстоцен поділяється на три яруси: д н і п р о в с ь к и й —з горизонтами піщано-глинистих відкладів з Vivipara diluviana K u n t h і мореною дніпровського льодовика та синхронними з нею евксинськими відкладами; п р и п' я т с ь к и й—льодовикові відклади і кінцеві морени південніше долини Прип'яті, узунларські відклади на узбережжі Чорного і Азовського морів. Епоха дніпровського зледеніння і його прип'ять-окської стадії була епохою лесонагромадження. Потужна товща лесу і лесоподібних суглинків, що тоді утворилася, має 4—5 проверстків викопного грунту. П о л і с ь к и й ярус виявлений льодовиковими відкладами полісько-валдайського зледеніння за межами УРСР і флювіогляціальними пісками й суглинками на Поліссі. Синхронними до них є карангатські відклади на узбережжі Чорного і Азовського морів. У складі голоцену виділено лише один а з о в о-ч о р н о м о р с ь к и й ярус, до якого віднесено верстви з Monodacna colorata E i c h w., відклади кіс та пересипів лиманів та алювій заплавних терас.

Четвертий відділ — історичний; він, власне, відзначає сучасні фізикогеографічні процеси й геологічні зміни, які є результатом активних перетворень та змін географічного середовища л ю д с ь к и м с у с п і л ь с т в о м. Автор вважає, що в давніх пониженнях, поряд зі збільшенням потужності лесової товщі, збільшується кількість проверстків викопного грунту. Це повністю підтверджує висновок В. А. Обручева (1948) про те, що сам лес являє собою викопний грунт, але іншого типу, який утворився у більш сухому кліматі. На нашу думку, проверстки викопного грунту формувалися в процесі утворення всієї товщі лесу, що нагромаджувалась протягом певної епохи лесоутворення, відповідно—певної стадії зледеніння. Стратиграфічно самостійні яруси лесу та лесових порід, що включають властиву їм кількість проверстків грунтів, відокремлені поверхнями розмиву, які оформилися при посиленні ерозії в час, що відокремлював віки та стадії у розвитку зледеніння. Молодші яруси лесу прислонені до більш давніх і мають обмежене географічне поширення. Вважаємо, що джерелом матеріалу для утворення лесу були льодовикові наноси, які включали продукти руйнування як принесених здалека, так і місцевих порід.

На території УРСР (Бондарчук, 1939) поширений льодовиковий тип лесу, що утворився з льодовикових наносів тоді, коли обширні території були вкриті материковим зледенінням. Акумуляція відкладів відбулася поза краєм зледеніння, на рівнинних просторах. Аналогічну картину маємо в передгірних країнах, де джерелом матеріалу для утворення лесу є продукти руйнування гірських порід у нівальних зонах гірських хребтів. Льодовиковий тип лесу Української РСР і південно-західної частини Російської рівнини В. А. Обручев у загальній класифікації лесів (1948—1950) виділив під назвою «холодний» лес. Наверствування лесу (Бондарчук, 1946) за рахунок перевідкладених водою льодовикових наносів відбувалося як накладання один на один незчисленних конусів виносу пухких мінеральних мас, в яких первинна верствуватість не була яскраво виявлена. У цій пухкій масі поховано рештки організмів, переважно черепашок молюсків та кісток хребетних. Процес літифікації й діагенезу в наземних умовах надав гляцигенним масам сучасних рис лесу. Лес Української РСР вважається утворенням за умов холодного клімату з бореальним режимом. У процесі його утворення діяли вода і вітер,—вони відкладали однорідний лесовий матеріал у різних місцевих умовах рельєфу, вологи, гідрографії, рослинного покриву і т. ін., що позначилося на особливостях лесу й лесоподібних порід окремих районів. Так виникали різні варіанти лесу.

Наведений огляд найголовніших літературних відомостей про четвертинні відклади Української РСР показує дуже велику розбіжність уявлень про їх склад, стратиграфію і умови утворення. Особливо це стосується поглядів на утворення найважливішого типу четвертинних відкладів—лесу й лесоподібних порід. Погодження цих поглядів поки що надто важке. Потрібні ще дальші докладні дослідження.

Уся сума відомих тепер (на 1957 рік) фактів дає підстави вважати, що найбільш близьким до дійсності є уявлення, що його дотримується більшість дослідників, про головне значення в осадкоутворенні зледеніння у четвертинному періоді. Загальні фізикогеографічні умови, що сприяли поширенню льодовиків, конкретно позначились на особливостях розвитку гідрографічної сітки, на особливостях басейнів, які зміняли один одний у межах сучасних Чорного й Азовського морів. У зв'язку з розвитком зледеніння четвертинна система природно розпадається на відділи: нижній—дольодовиковий, середній—льодовиковий, верхній—післяльодовиковий, і сучасний (рис. 31).

Нижня межа четвертинної системи на території УРСР відмічена дуже поширеними червонобурими глинами, здавна відомими під назвою *скіфських*. Утворені за континентальних умов, ці глини завершують тривалий період відмирання мінливих морів палеогену й неогену, що особливо позначилося після понтичного віку. З другого боку, червонобурі глини лежать в основі нового осадочного комплексу верств, який формувався за умов суші і великої мінливості клімату від теплого і воло-

Таблиця 14

Схема стратиграфічного поділу четвертинних відкладів південно-західної частини Російської рівнини

Система (період)	Відділ (епоха)	Ярус (вік)	Причорноморська низовина	Льодовикові й прильодовикові області	Плато—позальодовикові області
Четвертинна	Сучасна Q_4		І с т о р и ч н и й ч а с		
	Післяльодовиковий (голоцен) Q_3	Азово-чорноморський	Відклади кіс та пересипів лиманів; Азово-чорноморські верстви з Cardium edule і Monodacna colorata	Алювій заплавних терас	
	Льодовиковий (плейстоцен) Q_2	Поліський	Карангатські верстви з Cardium tuberculatum	Льодовикові відклади полісько-валдайського зледеніння; Флювіогляціальні піски й суглинки	
		Прип'ятський	Узунларські верстви з Cardium edule	Льодовикові відклади прип'ять-окської стадії; Лес і лесоподібні суглинки з 3—4 горизонтами викопного грунту	Бурувато-пальові елювіально-делювіальні суглинки
		Дніпровський	Евксинські верстви з Didacna crassa і Adacna fragilis	Льодовикові відклади дніпровського зледеніння; Річкові і озерні відклади з Vivipara diluviana і Corbicula fluminalis	
	Дольодовиковий (постпліоцен) Q_1	Тираспольський	Галечники Тирасполя і Приазов'я	Галечники Пивихи, Кривого Рогу	
		Скіфський	Ч е р в о н о б у р і г л и н и	Кучурганські галечники	
Третинна	Пліоцен	Чаудинський Куяльницький	Морські відклади	Б а л т с ь к а д е л ь т о в а с в і т а	Строкатоколірні глини
		Кімерійський			
		Понтичний			

того, через холодний і сухий, холодний і вологий, до сучасного помірного.

На підставі всіх відомих фактів про склад четвертинних відкладів, географічне їх поширення, органічні рештки в них схема стратиграфічного поділу четвертинної системи Української РСР приймається у вигляді, показаному в табл. 14.

Рис. 31. Морена дніпровського (максимального) зледеніння. Район с. Судової Вишні.

5. ГОЛОВНІ ЕТАПИ ІСТОРІЇ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНСЬКОЇ РСР

Порівняльна характеристика схем стратиграфічного поділу осадочної і осадочно-метаморфічної товщ земної кори на території Української РСР показує значну неузгодженість їх для окремих ярусів, а то й для окремих відділів систем. Неузгодженість особливо значна в частині номенклатури стратиграфічних підрозділів, їх обсягу і змісту.

За основу зведеної схеми стратиграфічного поділу осадочної земної кори на території Української РСР приймається така підпорядкованість стратиграфічних підрозділів: 1) група, 2) система, 3) відділ, 4) ярус, 5) горизонт, 6) верства.

Для окремих стратиграфічних комплексів, обсяг яких ще недостатньо визначився, прийнято тимчасово поділ на допоміжні підрозділи: 1) серії, 2) світи, 3) верстви (пачки верств). За обсягом ці підрозділи порівнюються, відповідно, так: серія з ярусом, або кількома ярусами, але обсяг її завжди менший від обсягу відділу системи; світа—з горизонтом або кількома горизонтами; верстви і пачки верств становлять елементарні частини стратиграфічного розрізу. Межі стратиграфічних підрозділів загальних і допоміжних можуть не збігатися. Допоміжні стратиграфічні підрозділи прийняті для континентальних, палеонтологічно і літологічно недостатньо охарактеризованих наверствувань. Для загальної характеристики осадочних, осадочно-метаморфічних і магматичних порід допущено використання нейтральних термінів, що не мають стратиграфічного змісту,— як-от, товща, наверствування, комплекс, фа-

ція, формація,—і стосуються лише форм виявлення фізичних властивостей зосереджень мінеральних мас.

Основні етапи геологічного розвитку території Української РСР знайшли свій вияв у тих формаціях гірських порід, які тоді утворилися, і у вигляді незгідностей площ, що поділяють окремі підрозділи стратиграфічного розрізу. Формування геологічної будови території УРСР відбувалося в умовах безперервних рухів земної кори, які наче хвилями проходили по ній з мінливою інтенсивністю в часі і просторі.

Як видно з наведеного стратиграфічного огляду, історія геологічного розвитку території УРСР охоплює весь геологічний етап розвитку земної кори. В її геологічній будові беруть участь наверствування від найдавнішої, архейської, ери до четвертинного періоду включно. На цьому дуже довгому історичному шляху виділяються головні етапи, за яких складалися основні риси геологічної будови земної кори, що в тій або іншій мірі позначилися на її сучасній структурі.

У будові земної кори на території УРСР залишилися сліди дуже давнього етапу геологічної історії, що належать до першої половини архейської ери, але які не є документами початків цієї історії. За особливостями складу найдавнішої серії осадочно-метаморфічних порід і вулканічної формації метабазитів, з ними пов'язаних, можна вважати, що в основі Українського кристалічного щита лежать геосинклінальні утвори. В якому геологічному оточенні існували ті прагеосинкліналі і продукти руйнування яких мінеральних мас служили джерелом матеріалу для утворення верств у них, поки що лишається не відомим.

Цей найдавніший етап становлення геологічної будови території УРСР пройшов *повний геосинклінальний цикл розвитку,* завершився найдавнішим горотворенням і формуванням синтектонічних магматичних комплексів. Усю різноманітність геологічних утворень у цьому етапі розвитку об'єднуємо в один дніпровський комплекс архею.

Дальший етап розвитку геологічної структури території УРСР охоплює другу половину архейської ери. Розвиток геологічних умов того часу нагадує послідовність їх виявлення у першому етапі, включаючи нагромадження осадків у геосинклінальних (можливо однієї геосинклінальної зони) умовах, посилений, особливо на початку, вулканізм, пізніше горотворення і синхронічні з ним інтрузії порід чарнокітового комплексу. Сукупність умов пізньоархейського етапу розвитку привела в своєму завершенні до утворення тетерево-бузького складного осадочно-метаморфічного і магматичного комплексу.

Під кінець архейської ери *завершилося формування південно-західної частини Російської платформи.* Її кристалічний фундамент став основою, субстратом, на якому розвивалися пізніші генерації геологічних структур. Особливості кристалічного фундаменту позначилися на процесах розвитку і особливостях подальших структур; одночасно і сам фундамент зазнав значних змін у процесі розвитку нових структурних елементів.

У кінці архейської ери південно-західна частина Російської платформи являла собою *гірську країну.* Гірські спорудження її простягалися у близькому до широтного, північно-західному, напрямку. Гірські спорудження на протязі геологічної історії були зрізані до таких глибоких коренів, що в них вже майже не простежується взаєморозміщення навіть найголовніших структурних частин.

Дальший період у формуванні структури території Української РСР проходив протягом протерозойської ери. Початковий тривалий етап цього періоду пов'язаний з формуванням криворізької структури. На місці Кривого Рогу тоді виник *ровоподібний субгеосинклінальний прогин,* обмежений площинами *розломів.* Прилеглі частини кристалічного щита теж були розчленовані розломами. З розломами

пов'язувалась активна магматична діяльність. У межах ровоподібного прогину переважали ефузивні процеси. З розломами на щиті були зв'язані розломні інтрузії. На тому етапі формування геологічної структури південного заходу Російської платформи утворилися обширні *магматичні масиви* кіровоградського, житомирського, коростишівського, уманського та інших типів граніту.

Криворізький етап розвитку геологічної структури Української РСР завершився дислокаціями криворізької системи відкладів і утворенням криворізького синклінорієвого складчастого комплексу.

Між завершенням формування криворізької структури і подальшим, овруцьким, етапом історії геологічного розвитку території УРСР був тривалий час складних коливальних рухів, *утворення магматичних комплексів складних* коростенського і городищенського *плутонів* та *денудації* південно-західної частини Російської платформи.

На сильно зрівненій поверхні платформи сформувався *потужний покрив з осадочних порід* і, напевне, *рельєф плоскогір'я.* Структура покриву в ряді місць, наприклад у північно-західній частині щита, була ускладнена *інтрузіями,* як те можна спостерігати в районі поширення клесовітів. Завершення утворення овруцьких структур було одночасно завершенням і докембрійського розвитку території УРСР.

Між овруцьким етапом протерозою і палеозойським періодом розвитку геологічної будови на території УРСР пройшов довгий час, протягом якого процеси денудації переважали над акумуляцією на всій південно-західній частині Російської платформи.

З палеозойською ерою починається новий період розвитку геологічної будови УРСР. Південно-західна частина Російської платформи продовжує лишатися гористою країною. Поряд з тим на південному заході її помічається переважання низхідних рухів. *В райони опускання трансгресує море,* воно вкриває Волино-Поділля. Це море, очевидно, було з'єднане з басейном, що тоді існував у центральній частині на протилежному, південно-східному, краї опускань Російської платформи. Мінливі умови епіконтинентального моря на Волино-Поділлі, які залежали від складних коливальних рухів, тривали там протягом рифейського, кембрійського, силурійського і, почасти, нижньодевонського часу. У початкову фазу післякембрійського опускання на Волині, у прилеглих районах Білоруської РСР і, можливо, в інших районах Російської платформи мала місце посилена вулканічна діяльність. *Перший, ранньопалеозойський етап,* який можна порівнювати з каледонським горотворенням, *завершився встановленням континентальних умов, у девонському періоді, майже на всій території УРСР.* У палеозої в центральній частині Російської платформи починає розвиватись нова структура, яка тепер виявлена у вигляді Дніпровсько-Донецької западини з Донецьким кряжем. *Пізньопалеозойський етап* розвитку геологічної структури території УРСР найяскравіше відбився саме в цьому районі; на межі середнього і пізнього девону в Дніпровсько-Донецькій западині склалися умови, дуже сприятливі для нагромадження потужної соленосної формації. Соленосні верстви поширені від південної Білорусії на північному заході до північно-західних окраїн Донецького кряжа на південному сході.

Услід за цим, очевидно, в умовах низхідних рухів і в зв'язку з великими розломними дислокаціями, на всьому просторі Дніпровсько-Донецької западини і Донецького кряжа відбувалась потужна вулканічна діяльність. Це був другий період вулканізму на території Української РСР у палеозойську еру.

Починаючи з пізнього девону і до середини пермського періоду в межах Дніпровсько-Донецької западини і Донецького кряжа проявлялися значні коливальні рухи і нагромадження

осадків у складних та змінних умовах *рухливої субгеосинклінальної зони*. У Донбасі, в Дніпровсько-Донецькій западині і Галицько-Волинській синеклізі йшло утворення кам'яного вугілля. Це був перший період вуглеутворення на території УРСР. Під кінець ранньої пермі в окраїнній частині Донбасу створилися, вдруге за палеозойської ери, сприятливі умови для нагромадження солі. Тоді виникли її родовища в Бахмутській улоговині.

Палеозойський час розвитку геологічної структури території Української РСР *завершився герцинським горотворенням*. Утворилася складна система складчастості потужних осадочних товщ Донецького синклінорію. У геосинклінальній зоні, *яка з півдня і південного заходу облямовувала Російську платформу, виникли складчасті гірські спорудження*, що простягалися від Ставропольщини, через Крим, Добруджу, Карпати, до Келецько-Сандомірського кряжа і Судет. Розміщалися ці гірські споруди на південь і південний захід від сучасного, сколеного розломами, краю Російської платформи, що проходить південніше Таганрога, Жданова, Мелітополя, Одеси, західніше Кишинева, на Чернівці, Миколаїв і далі на північний захід.

Поширення герцинських складчастих побудов вздовж зовнішнього краю південно-західної частини Російської платформи слід розглядати лише як облямовання. *Український кристалічний щит*, як і вся південно-західна частина платформи, *не становив центрального масиву герцинід*, як те уявляють М. М. Тетяєв і Ю. Ір. Половинкіна.

Між останнім етапом розвитку геологічної структури території УРСР у палеозої і дальшим періодом її формування у мезозої був *тривалий час посиленої денудації* за континентальних умов. Цей час припадає на другу половину пермського і першу половину тріасового періодів. За своєрідних умов того часу утворилися потужні товщі строкатоколірних відкладів, які, очевидно, мали повсюдне поширення, але збереглися лише на Донецькому кряжі, у Дніпровсько-Донецькій западині, почасти у Галицько-Волинській синеклізі.

Новий, мезозойський, період розвитку геологічної структури УРСР почався *з другої половини тріасу* і *на початку юри*. Виявився він у значних, нерівномірних, повсюдних опусканнях та наступанні моря. У Кримо-Кавказькій області відроджується геосинкліналь, у межах якої нагромаджуються флішоподібні відклади таврійської формації. Герцинський фундамент у Карпатській зоні розчленовується і опускається. Максимуму морські умови досягають у кінці лейасу і на початку догеру.

Услід за цим різкішають коливальні рухи земної кори, тектонічні підняття місцями стають настільки інтенсивними, що вони проявляються у різних дислокаціях відкладених верств осадків і в горотворенні. Тектонічні рухи особливо помітні були на Донецькому кряжі, у Криму і на Карпатах. Для середньоюрського етапу геологічної історії території Української РСР характерний інтенсивний вулканізм. Потужні вулканічні виверження були в Гірському Криму, на Тарханкутському піднятті, у межах Причорноморської низини, як на те показують свердловини в районі Одеси, Ново-Олексіївки і, очевидно, в Донбасі. Вулканічний попіл в юрських відкладах Донецького кряжа виявили І. С. Усенко і І. М. Ямниченко. У процесі коливальних рухів в юрському періоді в окремих районах встановлювались умови, сприятливі для *вугленагромадження*. Родовища вугілля утворилися в Криму. Проверстки його відомі в Донбасі.

Крейдовий період в історії розвитку геологічної структури території Української РСР був новим етапом розширення морських умов. Осадконагромадження відбувалось на всій площі республіки. У районах занурення, як-от: Північний Крим, Причорноморська западина, Дніпровсько-Донецька западина, Галицько-Волинська синекліза та ін., крейдові відклади набули великої потужності.

У кінці крейди і на початку третинного періоду в руках земної кори на території УРСР починають переважати підняття. Море повільно звільняє місцевість. У складних умовах коливальних рухів глибини моря і положення берегової лінії винятково мінливі. Мінливі також і літофації відкладів окремих ярусів та горизонтів третинної системи.

У першій половині еоцену *Український кристалічний щит піднімається над рівнем моря*. На його поверхні утворюється обстановка, в умовах якої мало місце *посилене континентальне звітрювання* і, пізніш, *утворення родовищ бурого вугілля*. На території Української РСР це була третя фаза вугленагромадження, коли утворювалися *промислові його родовища*.

В еоцені Український кристалічний щит являв собою обширний *острів* або архіпелаг островів. Під кінець еоцену нова трансгресія моря в значній мірі затопила щит. Услід за цим море починає відступати, що привело до *встановлення на платформеній частині території УРСР континентальних умов*, які на значних просторах витримуються до цього часу. Морський режим у першу половину третинного часу витримується у Карпатській і Кримській геосинкліналях. Пізніше, в неогені, положення берегової лінії моря сильно міняється, але вона неухильно відступає. Звільнені від моря території, як-от, схили Карпат на Покутті і в Закарпатті, стають місцями нагромадження континентальних осадків, з якими пов'язані часто промислові родовища бурого вугілля. Це була *остання* в історії геологічного розвитку території УРСР *фаза утворення вугільних родовищ*.

Завершенням останнього етапу розвитку геологічної структури території УРСР в третинному періоді було утворення складчастих гірських побудов Кримських гір та Карпат. У Карпатській області це завершення супроводилося *дуже сильною вулканічною діяльністю*, що відбувалась протягом пізнього міоцену і всього пліоцену. Результатом вулканічних процесів було утворення *Вулканічного хребта*, який відіграє важливу роль у геологічній структурі і геоморфології Карпат.

Сліди берегових ліній моря, яке відступило в неогені, відіграють значну роль у фізико-географічному вигляді окремих районів. Особливо помітно це там, де з узбережною зоною пов'язувалось утворення берегових рифів, як це можна спостерігати на Поділлі на прикладі горбастих товтр.

Розвиток геологічної структури території Української РСР *завершився у третинному часі встановленням континентальних умов на всьому просторі УРСР*. Море тоді займало менший простір у порівнянні з сучасним.

На поверхні корінних порід в час завершення третинного періоду утворилася *потужна кора звітрювання* — тепер червонобурі глини, товщі якої лежать в основі нового, останнього в історії геологічного розвитку структури території Української РСР, етапу.

Початок нового, четвертинного періоду в геологічній історії території УРСР відзначається *переважними висхідними коливальними тектонічними рухами* і *посиленням розмиву* у зв'язку з низьким рівнем базису ерозії. Новий етап настає зі зміною висхідних рухів земної кори на низхідні. У цей час сталася загальна зміна фізикогеографічних умов, пов'язана *із зволоженням та похолоданням клімату*. Тоді з півночі насунулися маси материкового льоду, зледеніння, яке вкрило значну частину території Російської рівнини. Одночасно *на півдні розширилось море*. Води затопили значну частину Причорноморської низини. Кримські гори на деякий час стали островом серед моря, яке

було набагато ширше за теперішнє Чорне море. Це був **евксинський басейн**. Він протокою через сучасну долину р. Манича з'єднувався з Каспійським морем.

Льодовикова епоха розвитку геологічної будови території Української РСР тривала довго, і відбувався цей розвиток фазами. Край льоду після максимальної стадії його поширення відступав із більш чи менш тривалими зупинками, а то і з відновленням наступу. Відповідно мінявся і рівень внутрішнього озера-моря, яке тоді існувало в межах Чорноморської западини. У кінці льодовикової епохи, під кінець поліського, або полісько-валдайського, зледеніння, прорвало Босфор, і *Чорне море з'єдналося з Середземним*. Тоді, у карангатський час, відбулася нова трансгресія моря, від якої залишилися місцями *терасові відклади з черепашками середземноморських молюсків*.

Основним геологічним документом льодовикової епохи лишилася **потужна товща лесу**, який дуже поширений на півдні Російської рівнини і відіграє важливу роль у будові четвертинної системи УРСР.

У польодовиковий час фізикогеографічні умови території УРСР поступово набувають **сучасного вигляду**. Виразнішими стають межі лісової, лісостепової і степової зон. Установлюється сітка долин сучасних річок. Берегова лінія набуває свого сучасного вигляду.

У цей останній етап геологічної історії території Української РСР проходять великий шлях розвитку предки сучасної людини. На Землі вперше складається людське суспільство. *Труд людей стає важливим геологічним фактором*. У наш час в країнах, де збудований і будується соціалізм, волі і організованій праці суспільства підкоряються сили природи. Послідовно і цілеспрямовано змінюється сама природа.

В історії Землі почалася **нова ера**.

РОЗДІЛ V

УКРАЇНСЬКИЙ КРИСТАЛІЧНИЙ ЩИТ

1. ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА

Український кристалічний щит становить підняту південно-західну частину Російської платформи. З північного заходу він межує з Дніпровсько-Донецькою западиною, а далі на південь — з Донецьким кряжем. Межа між щитом і западиною, наближено, проходить вздовж долини Дніпра, потім, через пониззя р. Самари, на верхів'я Вовчої і далі на південний схід по окраїнах Донецького кряжа. На південь від щита міститься Причорноморська западина. На заході і південному заході він межує з Галицько-Волинською синеклізою і Прикарпатським прогином. Дніпровсько-Донецька западина, Причорноморська западина і Галицько-Волинська синекліза, як і Український кристалічний щит, являють собою структурні частини Російської платформи. Прикарпатський прогин і північно-кримська частина Причорноморської западини належать до зони альпійських передових прогинів зі складною внутрішньою структурою. Кристалічні породи в межах щита повсюдно виступають вище базису ерозії. У сторону від лінії відслонень кристалічних порід поверхня щита занурюється досить круто. В одних випадках лінії обмеження мають вигляд розломів, як те спостерігається у північній і північно-східній частині щита. В інших випадках поверхня щита занурюється повільно і має вигляд абразійної площини, або «шельфу», виробленого морським прибоєм; такий вигляд вона зберігає у північно-західній і південній частинах. При досить значній різноманітності вигляду, зони обмеження щита мають тектонічне походження.

Кристалічний щит становить структурну і орографічну вісь платформеної частини території УРСР. Він простягається з північного заходу на південний схід. Довжина його по прямій лінії, в напрямку Сарни — верхів'я Грузького Єланчика, близько 1000 *км*. Найбільша ширина його між Дніпром і Дністром, у напрямку Богуслав — Ямпіль, досягає 250 *км*. На всьому протязі відслонень кристалічних порід площа поширення щита становить найбільш підвищену частину рівнинної території Української РСР. На північному заході її представляють Придніпровська правобережна височина і Волино-Подільське плато, а на південному сході Приазовська височина. У верхів'ї Південного Бугу поверхня кристалічного щита піднімається до 345 *м* вище рівня моря. У Приазов'ї окремі кам'яні могили мають висоту 325 *м*. На великому протязі докембрійського щита відслоненість його кристалічного фундаменту різна. Різним є і характер відслонень. Це зумовлене як сучасним рельєфом кристалічного щита, так і особливостями ерозійного розчленування території його поширення.

Рельєф кристалічних порід докембрію характеризують такі особливості (рис. 32). Північна частина щита має поверхню найбільш підняту. Ізолінія 200 *м* в. р. м. обмежує частину щита, розташовану між долинами рр. Тетерева і Дністра. У верхів'ї Південного Бугу, де поверхня щита найбільш піднята, відмітки досягають 260 *м* в. р. м. У басейнах рр. Росі, Гірського Тікича і Собі поверхня щита знижується до 110—140 *м* в. р. м. Рівень залягання кристалічних порід докембрію дещо підвищується на схід від долини Тікича, до верхів'я Інгулу. В районі Кіровограда поверхня докембрію місцями піднімається до 160 *м* в. р. м. Між долинами Інгулу і Дніпра рівень залягання кристалічних порід сильно знижується. Окремі підвищення в цій частині не підіймаються понад 120 *м* в. р. м. На схід від долини Дніпра між Дніпропетровськом і Запоріжжям поверхня щита занурюється нижче базису ерозії. Між верхів'ями Мокрих Ялів і Молочної з північного сходу на південний захід простягається значне пониження поверхні докембрію. Воно відокремлює придніпровську частину кристалічного щита від приазовської. Приазовська частина щита видовжена з північного сходу на південний захід і розміщена між верхів'ями Грузького Єланчика і Молочної. Поверхня докембрійських порід у Приазов'ї піднімається до 325 *м* в. р. м.

Сучасна поверхня Українського кристалічного щита створена, в основному, процесами денудації. Поряд з тим велику роль у виробленні рельєфу докембрійського фундаменту відіграла тектоніка. Внаслідок коливальних рухів і стиску, які відбувалися з більшою чи меншою силою протягом усієї історії геологічного розвитку щита, він розчленувався на окремі блоки, утворилися тектонічні западини і денудаційні пониження, виповнені різного віку товщами осадочних порід.

Недостатня міра вивчення закритої верствами осадочних порід частини Українського кристалічного щита позбавляє нас поки що можливості висвітлити закономірності розміщення денудаційних і тектонічних нерівностей його поверхні.

Тектонічні западини, які обмежовують Український кристалічний щит, мають кристалічний фундамент, занурений на велику глибину — 4000—5000 *м* нижче рівня моря. Западини на протязі цілих геологічних періодів виповнювали моря, які служили базисом ерозії щита. Щит, через поєднаний вплив тектонічних умов і розвитку денудації, виявився зрізаним на різних стратиграфічних рівнях.

Північно-західна частина кристалічного щита являє собою косий блок, похилий з південного заходу на північний схід. З заходу і півночі він сколений розломами і більш полого знижується на схід, до долини Дніпра. Косе схилення блоку, очевидно, остаточно встановилося протягом третинного періоду і внаслідок альпійського горотворення. У межах цього великого району щит має складну мозаїчну структуру. Окремі ділянки його є невеликими грабенами, які виповнені відкладами різного віку, переважно континентальними мезозойськими і крейдовими морськими. Серед таких місцевих структур особливо цікаві пониження становлять *Березівське,* між долинами рр. Церему і Корчика, *Червоноармійське,* між долинами рр. Тні і Ірші, *Тетерівське* на захід від Житомира, пониження *Полонного,* між рр. Хоморою і Случчю, і ряд інших.

Денудаційні поховані пониження у північно-західній частині Українського кристалічного щита видовжені, переважно в близькому до широтного напрямку, в бік Дніпровсько-Донецької западини.

У південних районах Українського кристалічного щита, приблизно за лінією Канів — Первомайськ (31° східної довготи), поширені як тектонічні, так і денудаційні депресії близького до меридіонального простягання. Вони видовжені в напрямку Причорноморської западини, в

сторону якої поверхня докембрію знижується відносно повільно. Переважна більшість сучасних річок південних окраїн Українського кристалічного щита, включаючи і долину Дніпра південніше Дніпропетровська, тече в успадкованих долинах. Однак і в цій частині на поверхні кристалічного щита мають місце поховані під осадочними відкладами тектонічні й денудаційні пониження. Серед них особливо цікаві Олександрійський та Запорізький грабени, виповнені палеогеном, Трощинський та Болтиський грабени, виповнені строкатоколірними породами, Оріхово-Молочанський грабен, пониження між долинами Кальміусу і Міусу, у верхів'ях Грузького та Мокрого Єланчиків і ряд інших.

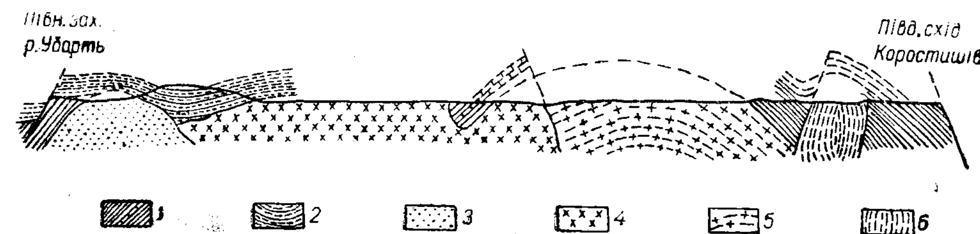


Рис. 33. Схематичний структурно-петрологічний розріз через північно-західну частину Українського кристалічного щита.

1 — гнейси і полімігматити; *2* — овруцька серія; *3* — пержанський граніт; *4* — коростенський граніт; *5* — габро-лабрадорит; *6* — коростишівський граніт.

Осадочний покрив на Українському кристалічному щиті розвинутий нерівномірно. Відповідно до цього, відслоненість кристалічних порід у різних частинах його не однакова. За всіх умов відслоненості докембрійські кристалічні породи в районі їх поширення відіграють важливу роль у створенні краєвидів.

У північній частині Української РСР кристалічний фундамент занурений на значну глибину. На ньому лежить потужна товща осадочних відкладів, верстви яких залягають майже горизонтально. Завдяки цьому сучасний рельєф там цілком рівний і понижений.

Район поширення овруцької світи має вигляд підвищення, що різко виступає в рельєфі і відоме під назвою Овруцького кряжа. Кряж простягається у широтному напрямку по вододілу рр. Уборті і Ужу. Висота цього кряжа — до 305 *м* в. р. м. (рис. 33). Відклади овруцької серії складають цоколь Овруцького кряжа. На них залягає потужна товща четвертинних відкладів.

З просуванням на південний схід поверхня кристалічних порід повільно піднімається. Відслонення докембрію зустрічаються не лише в долинах річок, але й на вододілах. Рельєф їх і тут лишається зрівненим. Форми звітрювання кристалічних порід складні і різноманітні. Кам'яні розсипища поширені на великих площах. У долинах річок кристалічні породи іноді утворюють високі скелі, прямовисні урвища. Відслонення зустрічаються на вододілах, де покриву з осадочних відкладів на кристалічному фундаменті немає. Обширна територія житомирського Полісся, між верхів'ями рр. Ужу, Ірші, Тні і лівих приток Тетерева, має кристалічний фундамент, опущений на досить значну глибину. По південному краю цієї депресії кристалічні породи відслонюються по долинах річок і на рельєф вододільних просторів не впливають. Заглиблення кристалічного фундаменту, виповнені осадочними відкладами, мають слабо вироблені долини. У середній частині течії р. Тетерева гранітні скелі на десятки метрів піднімаються на схилах долин. У таких місцях невеликі річки ледве пробиваються серед кам'яних брил, що закривають русло. За межами прориву через підвищення рельєфу кристалічних порід долини річок сильно розширюються. Вздовж річкових долин простягаються добре виявлені тераси. Однак на

схилах берегів кристалічні породи часто виступають у вигляді окремих скиб, нагромаджень або значних звітрілих скель.

У північно-західному напрямку докембрійський кристалічний фундамент занурюється, очевидно, ступенями, які утворилися вздовж розломів близького до меридіонального простягання. З цими розломами пов'язані ефузивні вулканічні породи. Останні мають значне поширення в районі м. Ровна. Відслонення їх відомі в районі Берестівця. На особливості краєвиду тут впливають не тільки самі вулканічні породи, а й величезні виробки їх. Далі на північний захід Ровенської і Волинської областей кристалічний фундамент заглиблюється ще більше і переходить у структурну область Волино-Подільської плити.

У центральній, найбільш піднятій, частині докембрійський кристалічний щит несе на собі потужний покрив з осадочних третинних відкладів. Вододільні простори мають рівнинну поверхню з розвинутим долинно-балковим рельєфом.

Характер відслонень кристалічних порід і вплив їх на особливості краєвидів особливо яскраво виступають у басейні Південного Бугу і його лівих приток. Кристалічні породи там утворюють окремі виступи, скелі, пороги і водопади. У зоні значного занурення поверхні кристалічного щита, яке спостерігається між верхів'ями рр. Росі й Гнилого Тікича і середньою течією Південного Бугу, відслонення кристалічних порід поширені лише в річкових долинах. Але й там вони, як правило, не утворюють таких величних скель, як то спостерігається по Південному Бугу, Тетереву, Случі та ін. Так само малу роль відіграють кристалічні породи в утворенні рельєфу на Поділлі.

Південно-західний, придністровський, виступ Українського кристалічного щита має поверхню, похилу в цьому ж, південно-західному напрямку. Тому з наближенням до Дністра відслонень кристалічних порід стає все менше. У долині Дністра вони утворюють невисокі пороги в районі м. Ямполя і далі заховуються під потужні товщі осадочних порід.

Північно-східний схил докембрійського щита, до долини Дніпра, крутіший. Занурення кристалічних порід у цьому напрямку йде швидше. В узбережній зоні Дніпра в середній його течії, аж до м. Кременчука, відслонень кристалічних порід немає.

Відслонення *саксаганської серії* докембрію УРСР особливо значними не бувають. Невеликі скелі їх, як правило, зустрічаються, на схилах долин, по глибоких балках. Однією з особливостей краєвидів у районі поширення залізистих порід серії є жовтувате забарвлення ґрунту, схилів долин, а також води в річках, збагачених на сполуки заліза. Ця особливість настільки відмітна, що знайшла відбиток у численних географічних місцевих назвах, наприклад у назві р. Жовті Води тощо.

Значні підняття поверхні кристалічного щита відомі між Дніпропетровськом і Запоріжжям. Вони розчленовані розломами, до яких приурочені долини багатьох сучасних річок, а також поховані долини. Зокрема, у цьому районі розміщена долина прориву Дніпра. Нижче Запоріжжя відслонення кристалічних порід зустрічаються до нікопольської дуги Дніпра, на південь від якої вони ховаються під осадочні товщі.

Значну частину Українського кристалічного щита становить Приазовський масив. Поверхня кристалічних порід на Приазов'ї високо піднімається над рівнем моря. Породи докембрійського віку відіграють там істотну роль у будові рельєфу. На заході Приазов'я докембрій відслонюється як по долинах річок, так і на вододілах. Яскраві приклади цього можна зустрінути в долинах лівих приток р. Молочної. У цьому районі розміщена одна з найвищих кам'яних могил Приазов'я— Токмак-могила. Аналогічне явище має місце у верхній течії р. Берди. Розміщені в цьому районі кам'яні могили становлять основну рису краєвиду.

Як видно з наведеного огляду, Український кристалічний щит становить у геологічній будові території УРСР велику окрему область. Остання має свої специфічні фізикогеографічні особливості. Тектоніка і склад порід в окремих частинах щита різні і знаходять свій відбиток також у природних умовах місцевостей, де вони виявлені. Таким чином відокремлюються райони, що виділяються своїми, властивими лише їм природними ознаками.

2. ОСНОВНІ ЕТАПИ ВИВЧЕННЯ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ УКРАЇНСЬКОГО КРИСТАЛІЧНОГО ЩИТА

Відомості про гірські породи Українського кристалічного щита відносяться ще до часів Київської Русі. Вже її народ знав і використовував мінеральні багатства своєї землі. Великою популярністю тоді користувалися пірофілітові сланці Овруччини. Їх широко використовували в будівництві. Застосування знаходили й інші види кристалічних порід.

У подальші століття знання про природу рідного краю продовжували збагачуватися. Важливим джерелом відомостей про географічні особливості півдня Європейської території СРСР є «Книга Большому чертежу», складена в Москві в 1627 р. Поряд з численними і різноманітними географічними відомостями, в цій книзі трапляються і геологічні дані. Серед них великий інтерес становить перелік порогів на Дніпрі, записаний зі слів запорозьких козаків.

Систематичне вивчення геологічної будови Українського кристалічного щита починається з другої половини XVIII ст.

Початок вивчення кристалічних порід Українського кристалічного щита становлять праці видатного російського вченого, академіка Василя Федоровича Зуєва (1787). У 1781—1782 рр. він провів експедицію у південних районах Російської держави, під час якої виявив ряд важливих рис геологічної будови краю. Він вперше відзначає відслонення кристалічних порід у районі Кременчука і вздовж правого берега Дніпра від м. Крюкова до о-ва Хортиці. Зуєв описує наявність кристалічних порід на Нікопольщині, характеризує відслонення гранітів, прорізаних кварцовими жилами, по балках в околицях с. Дар'ївки. Йому належить честь відкриття для науки і народного господарства залізорудних порід Кривого Рогу.

Крім даних про кристалічні породи, Зуєв дає відомості про поширення на Херсонщині вапняків, особливості і вік яких були вивчені майже через сто років після його робіт.

Останнє десятиріччя XVIII і перші десятиріччя XIX століть значно не розширили відомостей про кристалічні породи щита і покриваючі його осадочні наверствування. Загальні відомості про відслонення різних типів порід у першій половині минулого століття дали геологи Кременецького ліцею та Віленського університету, що з 1834 р. увійшли до складу Київського університету. Серед робіт того часу відзначаються дослідження Бессера, який дав опис гранітів околиць м. Клесова, Анджейовського, що описав поширення гранітів по р. Случі. У 1827—1836 рр. Яковицький виділив у північно-західній частині Українського кристалічного щита граніто-гнейси і дав їх загальну характеристику. Макроскопічний опис ряду видів кристалічних порід наводить Е. І. Ейхвальд (1830). Тоді ж були описані лабрадорити Волині.

У середині минулого століття геологічні дослідження в межах Українського кристалічного щита починають набувати значно більшого розмаху. Значним досягненням стає застосування мікроскопічно-петрографічного методу досліджень.

Значний крок вперед у вивченні кристалічних порід півдня СРСР становлять роботи К. М. Феофілактова (1851—1877). Він перший дав грунтовний геолого-петрографічний опис центральної і північно-західної частини Українського кристалічного щита. Серед кристалічних порід він виділив окремі типи і дав їх яскраву характеристику. Феофілактов перший відзначив різний вік кристалічних порід і поставив проблему їх стратиграфії.

У третій чверті минулого століття дуже зростають відомості про поширення кристалічних порід взагалі і формулюються ознаки їх окремих типів. У 1862 р. А. К. Тищецький описав залягання базальтів у районі Берестівця на Волині. Г. Осовський (1868) вперше визначив відклади овруцької світи. І. Ф. Леваковський у 1871 р. розглянув відслонення кристалічних порід по Дніпру і прилеглих до нього районах у межах Дніпропетровської і Херсонської областей. Н. Д. Борисяк (1862) описав кристалічні породи в районі порожистої частини Дніпра. У нижній течії Дніпра і на Приазов'ї провадив спостереження М. Клем (1875). Грунтовний опис кристалічних порід, а також осадочних відкладів району Кривого Рогу дав С. Конткевич (1880, 1881).

На цьому відтинку часу дослідження кристалічних порід мали загальноописовий характер. У два останні десятиріччя минулого століття спрямовання геологічних досліджень дещо змінюється. Розширюється регіонально-петрографічне дослідження щита, а далі і петрогенетичне вивчення окремих типів порід, яке завершується написанням ряду монографій, що зберегли свою цінність до нашого часу. У ряді цих робіт виняткове значення мали праці І. В. Мушкетова та О. П. Карпінського. І. В. Мушкетов (1872—1873) дав докладний мінералого-петрографічний опис базальтів з Ровенської області. Зважаючи на своєрідні риси цієї породи, він назвав її *волинітом.* О. П. Карпінський (1873) описав базальти Ровенської області під назвою *анамезиту*. Він вперше визначив хімічний і мінералогічний їх склад.

Багато нових даних, важливих для розвитку знань про геологічну будову Українського кристалічного щита, дала робота М. П. Барбота де Марні і О. П. Карпінського на Волині. В статті (1873) подано докладні відомості про лес, прісноводні відклади четвертинного віку з околиць Луцька, з рештками наземних і прісноводних молюсків, і наверстування крейдової та третинної систем. Особливо докладно описують ці дослідники кристалічні породи, виявлені в північно-західній частині щита. У північному районі досліджень відзначено велике поширення морени в околицях с. Лісівщини. Докладно охарактеризовано граніт Коростеня.

Багато нових даних про умови залягання овруцької серії кристалічних порід наводить П. Я. Армашевський (1889, 1898). Зокрема, він уточнює петрографічну природу волиніту, який він розглядає як діабазовий порфір і вважає перехідним до габрових порід.

М. Н. Міклухо-Маклай в ряді робіт (1886—1890) висвітлив петрографічні особливості північно-західної частини щита. Він вважав (1890), що в районі Житомира — Новограда-Волинського архейська група складається лише з нижнього свого відділу — гнейсів, що їх супроводять граніт та габро.

Велику увагу Міклухо-Маклай надає гранітним жилам, що, на його думку, мають гідрохімічне походження. Серед гранітних жил він виділив пегматитові, зернисто-пегматитові і зернисті. Цікаві уявлення про ряд петрографічних явищ в межах Українського кристалічного щита в той час знаходимо в працях А. Є. Лагоріо (1889). Він перший відзначив своєрідний склад гірських порід околиць с. Гнівані на Поділлі, що займають перехідне місце між гранітами і норитами. Породи ці носять ознаки динамометаморфізму. Це явище Лагоріо пов'язує з тиском на кристалічний щит у часи утворення Карпат та виникнення дислокацій на півдні Росії.

В останні десятиріччя минулого століття, поряд з роботами геологів університетів, починають розвиватися дослідження, керовані Геологічним комітетом. Серед працівників останнього великі дослідження в ряді районів кристалічного щита провів Й. А. Морозевич. Праці його становлять новий значний крок вперед у вивченні окремих типів кристалічних порід. Особливо багато зробив Морозевич для вивчення складу кристалічних порід Приазовського масиву (1899—1903) і зокрема його лужних порід.

У кінці минулого і на початку поточного століття для вивчення кристалічних порід Українського кристалічного щита дуже багато зробив В. Ю. Тарасенко (1896, 1905, 1909, 1913, 1914, 1916, 1925). Дана в його великій монографії характеристика порід сімейства габро (1895) зберігає своє значення до нашого часу. Тарасенко перший обгрунтував неоднорідність геологічної структури докембрійського кристалічного щита. Він виділяв три напрямки дислокацій: найдавнішу — північно-східного простягання, молодшу — північно-західну і наймолодшу — субмеридіональну, найяскравіше виявлену на Криворіжжі.

У перші роки XX ст. поряд з петрогенетичними роботами, присвяченими Українському кристалічному щиту, починають розвиватися дослідження геологічної структури кристалічного фундаменту. Тоді розпочинає свої роботи ряд дослідників, розквіт діяльності яких припадає на радянський час. Це геологи: П. М. і В. М. Чирвінські, П. А. Тутковський, М. М. Тетяєв, Д. М. Соболєв, В. І. Лучицький і ряд інших.

Одну з перших схем тектоніки Українського кристалічного щита розробив В. Д. Ласкарєв (1905). Свої уявлення він розвинув далі в описі 17-го аркуша геологічної карти Росії (1914). У роботі 1905 р. Ласкарєв відзначає, що Український кристалічний щит обмежований лініями розломів. Особливий інтерес становлять виділені Ласкарєвим дислокації району Ровна, Пелчі (тепер Повчі) та на верхньому Пруті й Дністрі. Великий розлом, на його думку, відокремлює Сандомірські гори від Українського кристалічного щита. Розлом цей простягається у майже широтному напрямку з північного сходу на південний захід. У своєму описі 17-го аркуша геологічної карти Ласкарєв досить докладно розглядає архейські й докембрійські відклади, а також ряд систем післякембрійських відкладів. Докембрій він поділяє на: 1) породи фундаменту (остовні), давньоархейські — а) граніти, б) гнейси і, частково, сланці, в) продукти зміни граніто-гнейсових порід, як-от пеліканітові граніти, що утворилися пізніше; 2) породи, що ввійшли до складу Південно-Російської плити пізніше (іотнійський час, частково молодші, частково давніші) — а) граніти групи рапаківі, б) габро-норитові породи, в) ефузивні породи, г) частина сланців, аркозів і т. д. більш південних областей. Ласкарєв вважав, що палеозой краю, який він вивчав, пов'язаний з розвитком Добруджі, Карпат і Келецько-Сандомірського кряжа. На його думку (1914, стор. 599), «західна смуга палеозойських відкладів у Подільській геосинкліналі, починаючи з кам'яновугільного часу була охоплена горотворним процесом, у результаті чого виникла Добруджинська (або Кімерійська) гірська система. Палеозойські відклади Галичини, Поділля і Волині становили по відношенню до цих гір передгір'я і зберегли верстви майже в горизонтальному заляганні. У межах передгір'їв пізніше знов утворилася геосинкліналь, по якій юрські і крейдові води проникли в Галичину». У пізніші періоди гірські побудови Добруджі були значно зруйновані процесами денудації. В третинний період, особливо в міоцені, вони були роздріблені скидами, більша частина їх глибоко занурилась і вкрилась насунутими на них складчастими покривами Карпат. Під час насування Карпат на гірську країну Добруджу скиди, що охопили Передкарпаття, дуже поширились у межі східної Галичини і Волині, де утворилася північно-східна, Галицька скидова западина, виповнена крейдою і міоценовими відкладами.

Уявлення В. Д. Ласкарєва про структурні взаємовідношення Карпатських гір і Добруджі збігаються з раніш висловленими думками М. М. Тетяєва. Характеризуючи тектоніку Українського кристалічного щита, Ласкарєв приходить до висновку, що недалеко південно-західної межі свого поширення кристалічні породи ховаються під силурійські й девонські відклади, що майже горизонтально залягають на поверхні їх зрівнених денудацією складок. Поряд з цим він описує ряд дислокацій, які виявлені на окраїнах кристалічного щита. Серед дислокованих районів особливо визначається Пелча, в околицях якої розломи, на думку Ласкарєва, сталися після середньодевонського часу і до туронського віку. Другий великий район дислокацій становить Ровенська скидова западина, яка, як гадає цей дослідник, є відгалуженням більшої за розмірами Поліської скидової западини. Ця западина начебто має трикутні абриси з вершиною, що досягає м. Славути та м. Ізяслава, і сторонами, з яких східна йде по р. Корчику, а західна, очевидно, має вигляд півкола з загальним північно-західним простяганням, що відповідає течії р. Горині між Острогом, Славутою і Хоровим. Дно цієї западини, на думку Ласкарєва, складене з різко опущених сеноман-палеозойсько-архейських масивів.

Поряд з вивченням кристалічних порід і загальної геології Українського кристалічного щита, глибоко вивчався і покрив осадочних порід, що залягають на докембрії. Цьому питанню присвячена велика література. Дані про неї зібрані в бібліографічних покажчиках А. С. Роговича (1874), З. М. Пєнкіної (1883), Г. А. Радкевича (1897), П. А. Тутковського (1910). З старих робіт, 1830—1840 рр., про геологічну будову північно-західної частини щита, де розріз осадочних відкладів найбільш складний, виділяються праці Дюбуа про викопні організми з третинних відкладів Волино-Подільського плато. Дюбуа, однак, ігнорував дослідження своїх попередників, які тоді вже зробили дуже багато для вивчення геології цього краю. На неприпустимість поведінки Дюбуа різко в свій час указав Анджейовський. Багато поправок до палеонтологічних визначень Дюбуа вніс французький вчений Деге в 1832 р.

Глибоке вивчення осадочних порід на Українському кристалічному щиті починається з другої половини минулого століття. Значний вклад у розвиток геологічних знань внесли тоді дослідження М. П. Барбота де Марні, на роботи якого про кристалічні породи вже вказувалося. В інших численних роботах цього талановитого дослідника (1867, 1869, 1872) висвітлено особливості неогенових відкладів.

Літературні джерела про давніші за неоген відклади відносяться до першої половини минулого століття. Початок вивченню осадочної товщі в північно-західній частині кристалічного щита поклав Ігнатій Яковицький (1830). У своїх численних роботах Яковицький зібрав великий фактичний матеріал, який послужив основою для дальших досліджень. Зокрема, з його праць широко користувалися Едуард Іванович Ейхвальд і Антон Лукіянович Анджейовський.

Виявлені І. Яковицьким на Поділлі перехідні верстви Бльоде (1841) відніс до силурійської системи. Подальші глибокі дослідження силурійських відкладів провели К. Малєвський (1866), Ф. Б. Шмідт (1874) і, особливо, П. М. Венюков (1891, 1899), Й. Семірадський у 1906 р., П. Я. Армашевський (1898) та О. Р. Кобецький (1898). Розгляд їх уявлень, як і характеристика розвитку поглядів на більш молоді відклади в межах Українського кристалічного щита, наведені вище, у розділі про стратиграфію УРСР.

Розгорнуте вивчення докембрію Українського кристалічного щита почалося з установленням радянської влади. У наш час вивчені і продовжують вивчатися особливості петрографічного складу кристалічного щита, склад і походження окремих типів порід, що беруть участь у його будові, петрогенетичні взаємовідношення, петротектоніка, а також мінеральна сировина, пов'язана з кристалічними породами.

Великий фактичний матеріал по кристалічних породах басейнів рр. Тетерева, Случі, Ужу та ін. зібрав С. В. Більський (1912—1931).

Питанням тектоніки та геоморфології Українського кристалічного щита багато праць приділив Б. Л. Лічков (1924—1932). На протилежність думкам В. Д. Ласкарєва, який значну увагу приділяє розломам, Лічков припускав повільне занурення поверхні докембрію під молодші, осадочні відклади. Услід за В. Ю. Тарасенком він приймає три фази горотворення, за яких виникли субмеридіональні найдавніші складки, затиснуті в гнейсах, далі дислокації північно-східного і північно-західного напрямків. У перші десятиліття радянської влади завершив свої дослідження П. А. Тутковський. Серед численних його праць певний вклад у вивчення геологічної будови УРСР становлять також дослідження кристалічних порід (1903, 1923, 1925, 1926 та ін.). У цих роботах зібрано й пильно перевірено колосальний фактичний матеріал, цінність якого збереглася до нашого часу.

Поряд з вивченням петрографії кристалічного щита висвітлюються його мінеральні ресурси. Відомості про них дають Д. П. Сердюченко (1927), К. М. Савич-Заблоцький (1929), Б. В. Пясковський (1928, 1931). Продовжуються докладні дослідження геології Кривого Рогу. На тому етапі геологічних досліджень у Кривому Розі працював М. І. Світальський (1932). У ряді робіт (1911—1937) І. Й. Танатар розглядає питання петрографії та генезису руд Криворіжжя. Зруденіння кристалічних порід цього району пов'язується з магматичною діяльністю. Винесення гідротермальними потоками залізорудних мас, що далі фіксувались у рудній товщі Криворіжжя, спричинялося інтрузіями різного віку та складу.

Особливо багато над проблемами геології Українського кристалічного щита працював П. П. П'ятницький. В одній із перших своїх робіт (1898) він дав докладний петрографічний аналіз докембрію південних районів щита. Через сорок років (1938) він писав про генетичні взаємовідношення різних за віком метаморфічних порід докембрію. Розглянута нами вище схема стратиграфічного поділу кристалічних порід докембрію (1933), опрацьована П'ятницьким, частково зберегла свою цінність і досі.

У передвоєнні роки увагу дослідників докембрію кристалічного щита починають привертати питання його геологічної структури. Першим, услід за загальним вивченням А. Д. Архангельського, геофізичні властивості докембрію УРСР розглядав А. А. Строна (1931, 1939). Його роботи стосуються широкої зони криворізько-кременчуцьких магнітних аномалій; у свій час вони відіграли видатну роль у розв'язанні важливої геолого-економічної проблеми Великого Кривого Рогу.

Одну з перших спроб з'ясувати тектоніку Українського кристалічного щита в цілому зробив Д. М. Соболєв (1925—1937). За його уявленням, найдавнішими в складі щита є породи тетерівської серії, відповідні за віком свіонійській системі Балтійського щита. Верстви цих порід в епоху близького (відповідно постсвіонійського, або саамського) діастрофізму були зібрані у складки північно-західного і північно-східного простягання, з утворенням конкордантних інтрузій. Тоді утворилися гірські системи *богіди,* корені яких збереглися у південно-західній частині щита, на Побужжі.

Епоха дніпровського (відповідно свено-фенського) діастрофізму, як вважав Соболєв, захопила складкоутворенням більшу, північно-східну, частину кристалічного щита. Складки цього часу утворення мають західно-північно-західне простягання. Системи цих складок він назвав *Борисфенідами.* Саксаганська серія осадочно-метаморфічних відкладів, на думку цього дослідника, утворилася після дніпровського діастрофізму.

Вона затиснута серед давніших відкладів і вціліла у вигляді коренів складок північно-східного, субмеридіонального простягання. Ці складки Соболєв виділяє під назвою *саксаганід*. Магматичні утвори цього, альгонкського діастрофізму, на його думку, становлять коростенський граніт, боков'янський граніт та, можливо, чарнокітові породи Волині й Криворіжжя. Ці утвори Соболєв назвав *коростенідами*. Вони мають, за його уявленням, проривне залягання і розміщені впоперек простягання борисфенідів, як і саксаганіди, у тиловій частині яких вони лежать. Ця складчастість, як вважав Соболєв, була останньою в історії Українського кристалічного щита. Овруцький пісковик (відповідно іотнійський) уже не складчастий. Епоху його відкладання супроводили (післяовруцькі) розломи, з якими пов'язані інтрузії граніту-рапаківі, осницького граніту, граніт-порфірів, габро-норитів. Ці утворення Д. М. Соболєв назвав *корсунідами*. Наймолодші утворення *амадокіди* він пов'язував з проявами каледонського, герцинського, кимерійського і ларамійського діастрофізмів. Сюди він відносив інтрузії лужних гранітів та сієнітів, камптонітів і мончікітів, виходи молодших виверження порід, як діабази Висачок, Слов'янська тощо.

Питання геології плутону габро-лабрадоритів Волині в ряді праць висвітлював О. О. Полканов. В 1937 р. він установив, що навкружна рама Коростенського плутону складена здебільшого молодшими інтрузивними утвореннями — зі сходу гранітами рапаківі, з півночі, заходу і південного заходу гранітами коростенського типу і Лизниківського плутону. З утворень більш давньої рами збереглися лише граніти житомирського типу. Плутон габро-лабрадоритів Волині, за висновком Полканова, є простим плутоном, з гранітною тектонікою, і виник він у передіотнійський час. Він утворився протягом двох фаз — одної тривалої, з двома підфазами, і другої — фази тріщинних інтрузій. На початку плутон мав вигляд склепінеподібного підняття, видовженого з північного заходу на південний схід. Ця форма далі дещо змінилася у процесі додаткового руху магми.

У перші радянські п'ятирічки на території Української РСР розгорнулися великі роботи по складанню геологічної карти в триверстному масштабі. Робили це геологи різних відомств під керівництвом і за завданням українського відділу Геологічного комітету, далі Українського геологічного управління. Результати цих робіт частково були опубліковані в статтях численних дослідників, які висвітлювали петрографію і геологічну будову різних частин Українського кристалічного щита. Серед них А. Ф. Айнберг висвітлювала петрографію Приазов'я (1931, 1933), О. К. Алексеєв працював у Приазов'ї і в Криворіжжі (1931, 1933); там же працювали Ю. Г. Гершойг (1932, 1937, 1938, 1949), Ю. Г. Дубяга (1925, 1937); у північно-західній і центральній частинах щита вели дослідження Л. І. Карякін (1931—1933), Г. М. Козловська (1928), Г. М. Коровниченко (1948), В. Г. Кривенко і Т. Ю. Лапчик, Й. Ф. Матківський (1930), О. Г. Милай (1933, 1937), Н. К. Ненадкевич (1923, 1925, 1930, 1931), С. П. Ничипоренко (1928, 1931), І. М. Пер'є, М. І. Рубан, К. М. Савич-Заблоцький (1935), І. Г. Сагайдак (1937), Д. М. Соболєв (1924, 1933, 1935, 1939), Л. Г. Ткачук (1929, 1934, 1935), Ю. А. Фрейвальд (1931), В. М. Чирвінський (1926) та ін.

На основі численних, широких і всебічних досліджень докембрію Українського кристалічного щита перед Великою Вітчизняною війною було опрацьовано ряд монографій, які висвітлювали основні риси його петрографії і структури. В обширній роботі, присвяченій петрогенезису і петрографічній карті щита, М. І. Безбородько (1935) розглядав, переважно, магматичні породи. Він вважав за знижений покрив з парагнейсів і докладно описував породи епімагми, мезомагми та катамагми. Безбородько розробив докладну топологію районів виявлення граніту та гранодіоритів, в якій зберіг історичну послідовність назв, починаючи від даних К. М. Феофілактова (1851). Він дав опис 15 типів граніту, 6 типів гранодіоритів, 2 серій рапаківі та 3 районів ефузивних порід. Серед них граніти: 1) коростенський, 2) розсохівський, 3) першанський, 4) лезниківський, 5) житомирський, 6) чудново-бердичівський, 7) кіровський, 8) мухарівський, 9) богуславський, 10) фастівський, 11) уманський, 12) токівський, 13) каранський, 14) анатоліївський, 15) дніпрянський; гранодіорити: 1) шепетівський, 2) звенигородсько-кременчуцький, 3) криворізький, 4) волноваський, 5) табурищенський, 6) тригірський; рапаківі серій: 1) бугітова — габро-монцонітова; 2) сієнітова, монцонітової формації; райони ефузивних порід: 1) Волинський, 2) Криворізький, 3) Приазовський.

Стратиграфічні взаємовідношення кристалічних порід щита, як їх уявляв собі Безбородько, розглянуті нами раніш.

У 1934 р. В. І. Лучицький і П. І. Лебедєв опублікували велику зведену працю «Петрографія України», в якій підвели підсумки досліджень як власних, так і багатьох своїх попередників.

У східній частині кристалічного щита Лучицький тоді виділив за віком, починаючи від найдавніших: 1) біотитові гнейси і пов'язані з ними породи, 2) групу біотитових сірих гранітів, головними представниками яких визначено коростишівський і антонівський типи; 3) групу габро-норитових порід, що утворюють габро-норитовий масив, 4) групу рапаківі і споріднених з ним порід, гранітів, що прорізують як сірі граніти, так і, частково, габро-норитові породи, 5) дайкові і ефузивні породи його північної окраїни. У середній частині Українського кристалічного щита Лучицький описав мігматити і біотитові граніти, рапаківі, чарнокітові й дайкові породи. У південній частині східної половини Дніпровсько-Бузького масиву так само охарактеризовані мігматити, чарнокітові породи, плагіоклазові граніти, діорити, породи групи габро, дайкові породи, талькові, хлоритові, кумінгтонітові, лужно-амфіболітові сланці. У Приазовському кристалічному масиві він виділяє західну і східну частини. У західній відзначається переважання мігматитів; окремі ділянки складають породи кварцово-залізорудної та осадочно-метаморфічні породи тетерево-бузької світ. У багатьох місцях мігматити прорізують дайки різного складу кислих та основних порід. Серед них значне місце займають діабази.

У східній частині Приазовського масиву, між долинами рр. Кальміусу й Кальчика, Лучицький відзначає поширення: 1) роговообманкових і діалагових (піроксенових) гранітів та сієнітів, 2) біотитових гранітів різного типу, 3) діоритів, 4) роговообманкових і піроксенових габро та ін.

У цілому для масиву підкреслюється велике поширення порід базальтової магми, як-от: 1) діабазів, діабазових і авгітових порфіритів, баркевікітових порфіритів, базальтів, авгітів; 2) палеоандезитів; 3) палеоандезито-трахітів; 4) кварцових порфірів. У найбільш східній окраїні Приазовського кристалічного масиву охарактеризовані виверження породи з басейну р. Кринки — мончікіти і камптоніти, біотитові порфірити з долини р. Тузлову, вивержені породи з долини р. Великого Несвєтаю, палеоандезити з долини р. Аюти.

У другій частині «Петрографії України» П. І. Лебедєв розглядає габро-анортозито-чарнокітовий комплекс Волині. У частині, присвяченій вивченню вивержених порід волинського комплексу, послідовно описані: 1) червоні гранофірові граніти так званого коростенського типу; 2) чарнокітові породи, за хімічним і мінералогічним складом поділені на ряд відмін, які поєднані між собою послідовними переходами в бік основної серії, тобто порід габро-норитової магми; 3) габро-норитово-анортозитові породи, що являють собою, крім зазначених переходів до сусідніх петрографічних типів, замкнену генетичну групу вивержених порід Волині.

Особливо докладно Лебедев зупиняється на петрографічній характеристиці виверженних порід Приазовського кристалічного масиву. В їх складі він виділяє: I — комплекс порід основної магми, в який входять породи: 1) габро-піроксеніто-перидотитової серії, 2) чарнокітової (габро-сієнітової) серії, 3) жильної серії; II — комплекс порід лужної магми, у складі фацій а) масивних і б) жильних порід. Крім споріднених з ними кислих порід (гранітів), розглянутих у першій частині твору і описаних В. І. Лучицьким, П. І. Лебедев описує лужні сієніти: II — фойяїти; III — маріуполіти, а також породи серій: 1) лужно-пегматитової, 2) грорудит-сельвсбергітової, 3) лампрофірової та 4) апатитофлюоритових пневматолітів. Для Приазовського кристалічного масиву він наводить докладні геохімічні характеристики.

Процес утворення чарнокітів Лебедев характеризує в межах Поділля так (стор. 117). Основна магма в даній формації містить: 1) габронорити, норитові, а також контаміновані породи, морфологічно виявлені автолітами або ксенолітами,— результати більш ранніх інтрузій даного магматичного циклу; 2) наступні за габровою інтрузії кислої гранітної магми, збагачені пневматотермальними частинами; пов'язані з ними процеси гібридизації завершилися утворенням порід чарнокітового типу; 3) підвищені зосередження заліза, первинна концентрація якого була пов'язана з вмістом магнетиту в похідних основної магми, залишковими утвореннями якої в складі формації є автоліти; зосередження заліза відбувалось у пневматотермальних виділеннях, пов'язаних з чарнокітами, як результат впливу рідинно-газової фази на магнетитові (рудні) виділення в норитах, що кристалізувались першими; концентровані таким чином щодо заліза, розчини дали магнетито гіперстено кварцові утворення; 4) карбонатно-силікатні утворення подільської чарнокітової формації (так звані кристалічні вапняки), що також пов'язані з останніми фазами формування всього комплексу норито-чарнокітових порід; дві групи їх — 1) скаполіто-піроксенові і 2) скаполіто-піроксено-кальційові породи — прямо генетично споріднені між собою.

З радянських геологів, вклад яких у вивчення геології Українського кристалічного щита особливо великий, одне з перших місць належить В. І. Лучицькому. В його численних працях дана вичерпна характеристика великої кількості кристалічних порід, виявлених на території Української РСР. Загальні підсумки досліджень Лучицького підведені в його останніх працях (1934, 1936, 1939 і 1947). У великій роботі, присвяченій петрографічним провінціям СРСР (1936), у розділі «Україна», Лучицький виклав свої уявлення про стратиграфічне і просторове розміщення окремих типів кристалічних порід на території кристалічного щита.

Розглядаючи територію УРСР як окрему петрографічну область, Лучицький виділяє в її межах такі окремі петрографічні провінції: 1) волинських габро-норитових порід з габро-сієнітами (монцонітами) та рапаківі, 2) таку ж провінцію габро-норитових порід середньої частини України, 3) провінцію маріупольських габро-норитових порід, 4) чарнокітову провінцію Поділля, 5) чарнокітові провінції чигиринську й криворізьку, 6) гранодіоритову провінцію півночі Української РСР, 7) мігматитову провінцію бердичівську, 8) мігматитову провінцію середньої і південної частин України, 9) лужну граніто-фойяїтову провінцію півдня України.

Праці В. І. Лучицького в частині петрографії і стратиграфічного поділу докембрію Українського кристалічного щита завершують довоєнний період історії його вивчення. Ці праці лежать в основі дальших досліджень, що розгорнулися в межах УРСР в роки після Великої Вітчизняної війни.

Післявоєнний етап у вивченні петрографії Українського кристалічного щита позначений новим великим розмахом робіт. Дослідження

розвиваються в напрямку узагальнень уже наявних та новодобутих матеріалів і в напрямку поглибленого вивчення петрографії окремих районів, типів порід, тектоніки та, особливо, стратиграфії кристалічного щита в цілому.

Загальні особливості геологічної будови території УРСР, у тому числі і кристалічного щита, на основі нових даних висвітлив у 1947 р. А. Д. Архангельський.

Питання геологічної структури кристалічного щита і його положення в структурі південно-західної частини Російської платформи описані нами (Бондарчук, 1946, 1947). Ми припускали наявність у складі щита двох складчасто-інтрузивних систем з простяганням: давніша — північно-західним, пізніша — меридіональним. У складі першого структурного комплексу виділено дві системи (1946, стор. 31) гірських споруджень: *Придніпровську* і *Азово-Подільську структури*, складені з різноманітних формацій осадочно-метаморфічних порід. Другий структурний комплекс становить Криворіжжя. Ми вважаємо, що з оформленням Криворізької субмеридіональної структури завершилося формування докембрійської плити УРСР. Після цього вона вже розвивалась як єдиний комплекс, з епігенетично накладеними на нього структурами платформеного типу, включаючи і овруцьку світу відкладів.

Істотно новий крок уперед від уявлень, що доти існували в геолого-петрологічному дослідженні Українського кристалічного щита, становить петролого-тектонічна карта, складена В. І. Лучицьким, М. П. Семененком і Л. Г. Ткачуком у 1947 р. Автори поділяють кристалічні породи на дві групи: метаморфічні й магматичні, які об'єднують 43 відміни гірських порід. До складу групи метаморфічних порід віднесені: I — катапарагнейси, II — дніпро-слуцька серія, III — тетерево-бузька серія, IV — метабазити рр. Базавлука, Саксагані та Приазов'я, V — криворізька залізорудна серія Кривого Рогу, Кременчука, Корсак-могили та ін., VI — овруцька серія. До складу групи магматичних порід віднесені: I — кременчуцький інтрузивний комплекс, II — подільський чарнокітовий комплекс, III — кіровоградсько-житомирський інтрузивний комплекс, IV — коростенський інтрузивний комплекс, V — приазовський основний інтрузивний комплекс, VI — нерозчленований інтрузивний комплекс, VII — ефузивні та дайкові комплекси.

Тектоніку Українського кристалічного щита М. П. Семененко характеризує щодо напрямків дислокацій так, як це вперше визначив В. Ю. Тарасенко. До них зараховано: 1) субмеридіональні північно-східні структури басейну р. Тікичу, які вважаються найбільш давніми, 2) північно-західні структури Побужжя, р. Дніпра та Приазов'я, що є переважними в межах кристалічного щита; вони утворені *бузьким діастрофізмом*, характеризуються кількома тектоно-магматичними циклами, з якими пов'язане утворення побузького чарнокітового комплексу, чудново-бердичівських гранітів, біотито-плагіоклазових гранітів Дніпра; 3) північно-східні структури, більш молоді, властиві графітовим парагнейсам; 4) субмеридіональні структури залізорудних формацій; перед їх утворенням були потужні покривні виливи основних лав, що дали початок серії метабазитів; формування цих структур було багатофазним і супроводилось магматичними гранітними інтрузіями; 5) північно-східні субширотні структури, молодші за криворізькі; з ними пов'язані магматичні прояви, які зумовили лужний метасоматоз, альбітизацію, рибекітизацію і егіринізацію залізорудних товщ; 6) північно-східні субширотні структури овруцької серії кварцитів і пірофілітових сланців, пов'язані з овруцьким діастрофізмом. Пізніше масив зазнав розломів каледонського і, потім, герцинського горотворення. Каледонські інтрузії давали основні і ультраосновні породи і граніти рапаківі, а герцинські розломи — інтрузії лужних порід та пов'язаних з ними гранітів каранського типу.

Уявлення М. П. Семененка про геологічну структуру Українського кристалічного щита знайшли дальший розвиток у його спеціальній роботі (1953).

У північно-західній частині Українського кристалічного щита важливі дані з петрографії овруцької світи пісковиків зібрала М. І. Ожегова (1948), по пеліканітах — Ю. Ір. Половинкіна і Г. А. Коваль (1949), по кристалічних породах — В. С. Соболєв (1947) і Л. Г. Ткачук (1948, 1954), М. М. Івантишин (1947, 1948).

Важливі матеріали з геології і петрології північно-західної частини щита висвітлює І. Л. Личак. В одній з останніх робіт (1954) він грунтовно розібрав проблему дайкових порід західної Волині. Він установив, що дайкові породи залягають невеликими жилами, іноді дайками в 50—100 *м* потужності, серед давніх гнейсів, сланців, мігматитів, гранітів і більш молодих порід осницького магматичного комплексу. Серед них найбільш поширені габро-діабази. Вони займають проміжне положення між типовими інтрузивними, габровими, і виливними, базальтовими, породами.

Поширення дайкових порід у північно-західній частині щита пов'язується з напрямками тектонічних порушень. Переважають напрямки залягання дайкових порід субмеридіональні, північно-західний і північно-східний, що збігаються з напрямками виходів базальтів у районі Берестовець—Полиця, вздовж розлому, видовженого паралельно краю кристалічного щита. Дайкові породи завжди наслідують давніші диз'юнктивні структури типу протокластичних розломів або приурочені до сланцюватих структур. Вік дайкових порід західної Волині, на думку І. Л. Личака, не давніший за верхній протерозой. Проти наймолодших у районі магматичних порід — осницьких гранітів — дайкові породи ще молодші. Серед них самих габро-діабази старіші за кварцові порфіри. Личак встановив також складчастість товщ овруцької серії, яка незгідно залягає на мігматитах, що простягаються у північно-західному напрямку. Антиклінальні складки овруцької світи виявлені в районі Корчівка — Толкачовський роз'їзд, з північно-західним простяганням і падінням крил на 10—20°; синкліналь установлена біля с. Могильні. Добре виявлена антиклінальна складка, розміщена в районі Нагоряни—Словечне — Веледники; розломи встановлені в районі Білокоровичів. Личак вважає, що рапаківі молодші від овруцької серії. В околицях Збранки їх проривають кварцові порфіри. У біотитових гранітах виявлені ксеноліти овруцьких кварцитів. Сформувалася ця структура після нагромадження осадків овруцької світи, і пов'язана вона з інтрузіями біотитових гранітів.

Грунтовні дослідження останнім часом проведені також у Приазовській частині щита. Особливу увагу там привертали питання петрогенезису та стратиграфічних взаємовідношень кристалічних порід. Цим проблемам ряд праць присвятили В. І. Лучицький (1947, 1948), Я. П. Скляр (1951, 1953), М. В. Муратов (1953), І. Д. Царовський (1948, 1954) та І. С. Усенко (1951, 1952). Я. П. Скляр, на підставі спостережень по р. Мокрій Волновасі, пише про нібито яскраві прориви гранітами девонської осадочної товщі, аж до верхніх її горизонтів включно, і про те, що ці граніти в околицях сс. Каракуби, Стили і Миколаївки містять чималі ксеноліти девонських палеобазальтів, пісковиків та вапняків. На цій підставі він робить висновок про ранньокам'яновугільний вік інтрузій рожевосірих гранітів, що сталися за умов загального підняття земної кори. М. В. Муратов (1950) доводить хибність спостережень та припущень Я. П. Скляра.

І. Д. Царовський докладно характеризує генетичні, на його погляд, взаємовідношення гранітів Приазов'я (1948) і розбирає типи геологічних структур лужних порід УРСР (1954). Він приходить до висновку про те, що існують три види структур лужних порід: 1) інтрузивна

структура центрального типу, 2) тріщинна структура лінійного типу і 3) особливий вид вторинної обламовуючої структури дугового типу, утворення якої не пов'язане з інтрузією власне лужних порід.

І. С. Усенко (1952) прийшов до висновку про наявність у процесі формування Приазовського кристалічного масиву двох геосинклінальних циклів. Третій цикл (за схемою М. П. Семененка) у Приазов'ї представлений лише магматичним комплексом відкладів. Зокрема, вважає Усенко, граніти Кам'яної могили і дайкові породи Приазов'я мають палеозойський вік. Жильні й дайково-ефузивні породи Українського кристалічного щита (1952, 1953), на його думку, зосереджені в трьох районах — Приазов'ї, Придніпров'ї та Волині, і становлять п'ять або шість генерацій за віком.

У монографії, присвяченій архейським метабазитам і ультрабазитам Українського кристалічного щита (1951), І. С. Усенко дає докладну мінералого-петрографічну характеристику нижньоархейських метабазитів та ультрабазитів західного Приазов'я, басейнів рр. Гірського та Гнилого Тікичів, Південного Бугу, Дністра і Случі. Серед верхньоархейських порід цього складу розглянуті метабазити Саксагано-Інгулецького синклінорію, Базавлуцько-Чортомлицько-Верхівцівської зони, Оріхово-Павлоградської та Запорізько-Конкської зон аномалії. Усенко поділяє метабазити та ультрабазити Українського кристалічного щита на дві самостійні формації, які займають певне структурне й стратиграфічне положення в його межах. Разом з іншими породами вони беруть участь у будові складчастих систем північно-західного або субмеридіонального простягання. Породи, поширені в межах першої складчастої системи, найдавніші за віком, належать до нижнього архею. Утворення їх пов'язується з розвитком найдавнішої геосинкліналі. У першому, доскладчастому періоді в межах геосинкліналі нібито утворилися інтрузивні поклади, сили та покриви серед порід гнейсового комплексу. Сюди належать метабазити та ультрабазити з західного Приазов'я, басейнів Тікичів, Південного Бугу і Дністра. Другу групу метабазитів Усенко пов'язує з формуванням саксаганського осадочного комплексу, в основі якого лежить потужна товща метабазитів, перекрита породами талькового горизонту, що, за даними Ю. Ір. Половинкіної, являє собою продукти метаморфізації ефузивних ультрабазитів. Відкладалась саксаганська серія у геосинклінальних умовах у доскладчастий період розвитку. Складкоутворення саксаганської серії сталося пізніш і супроводилось інтрузіями порід гранітного ряду.

Питання петрографії центральної і північно-західної частин Українського кристалічного щита в ряді робіт висвітлює Ю. Ю. Юрк. Він відзначає наявність безпосереднього контакту коростенського граніту з житомирським південніше с. Зубринки, Володарськ-Волинського району. У монографії, присвяченій петрології Уманського і Антонівського гранітних плутонів (1953), Юрк дає опис розрізів кристалічних порід по р. Ятрані та її притоках, Гірському і Гнилому Тікичах. Він вважає, що в дослідженому районі спостерігаються два типи складчастих структур. Давніші структури мають північно-західне простягання. Вони виявлені в давній парагнейсовій товщі. Їм підпорядковані давні інтрузії осно́вних та кислих порід. У районі Тимошівки, Гродзева, Гержанівки і поблизу Умані автор відзначає залишки антиклінальної і синклінальної складок. Пізніший орогенічний цикл великого масштабу і високої інтенсивності в багатьох місцях, як зазначає Юрк, зім'яв старі і утворив нові складчасті структури північно-східного субмеридіонального простягання. Цей цикл супроводився інтенсивною магматичною діяльністю, результатом якої були породи осно́вного ряду (габро-норити) та широке поле гранітних інтрузій і численних гібридних порід. З цим циклом горотворення пов'язані також численні розломи, до одного з яких, можливо, приурочений Антонівський гранітний плутон.

Спираючись на фактичні дані в межах дослідженого району, Ю. Ю. Юрк поділяє докембрійську товщу на архей і протерозой, між якими була велика перерва. Основні положення, викладені в монографії, автор розвиває далі в роботі, присвяченій тетерево-бузькій метаморфічній серії (1953). Він приходить до висновку про необхідність розрізняти дві серії в складі давніх метаморфічних порід: 1) *волинсько-дніпровську*, поширену на всій площі Українського кристалічного щита, і 2) *побузьку* (бузьку), широко представлену на Побужжі. Перша серія належить до архею, друга — до протерозою і зіставляється з криворізькою серією. Утворення їх становить *бузько-криворізький* період історії розвитку докембрію УРСР. Пізніше (1954) Юрк виділяє в будові Українського кристалічного масиву чотири різні за віком комплекси гранітоїдів.

В останні роки особливо докладні дослідження проведені на Криворіжжі. Вивчалися як геологічні умови, так, особливо, і походження залізних руд.

Одним з найважливіших досягнень у розвитку геологічних знань про територію Української РСР була постановка і розв'язання проблеми Великого Кривого Рогу, яка, поряд з проблемою Великого Донбасу, становила одну з найважливіших геолого-економічних проблем останніх десятиліть. Геологічні передумови для постановки цієї проблеми одним із перших висвітлював С. П. Родіонов (1940). Він також дав перший нарис геологічної будови нововиявленого кременчуцького залізорудного басейну (1939). Питання геологічної будови ряду залізорудних районів УРСР С. П. Родіонов висвітлював у ряді праць (1940, 1941). В одній з своїх останніх праць (1954) він приходить до висновку, що закономірності розміщення залізорудних формацій в докембрії УРСР зумовлені розвитком обширної саксаганської геосинкліналі, починаючи з процесів седиментації і діагенезу осадків і кінчаючи процесами горотворення, магматизму, метаморфізму і подальших процесів денудації та гіпергенних змін.

Питання походження залізних руд Кривого Рогу має свою велику історію. Р. А. Прендель (1883) вважав, що залізні руди виникли в результаті хлоритизації рогових обманок. І. Й. Танатар (1937, 1952) пояснював походження залізних руд магматичною діяльністю і пов'язаними з нею гідротермальними процесами. Цей напрямок у поясненні походження залізних руд далі розвивали: П. М. Каніболоцький (1941, 1946), — він припускав, що рудовідкладаючі розчини утворювалися з метаморфічних вод, що з'являлися в товщі залізистих порід, — Ю. Г. Гершойг, Я. М. Бєлєвцев і М. П. Семененко. П. П. П'ятницький (*1898, 1924,* 1938) вважав, що походження залізних руд Кривого Рогу пов'язане з поверхневими процесами. Цю точку зору далі розвивають Л. І. Мартиненко (1950), М. М. Доброхотов і Ю. Г. Старицький.

М. М. Доброхотов (1954) виділяє такі типи залізних руд: залізнослюдково-магнетитові, гідрогематито-мартитові, гідрогематитові, хлорито-мартитові і карбонатно-мартитові. Вони утворюють серед залізистих кварцитів крутопадаючі, неправильні поклади, що наближаються за формою до типу рудних стовпів. На думку Доброхотова, це — утворення давньої (докембрійської або ранньопалеозойської) кори звітрювання і виникло воно в зв'язку з циркуляцією низхідних поверхневих розчинів. Шляхами для глибокої циркуляції останніх служили пласти тріщинуватих залізистих порід.

Гіпотези гіпергенного походження залізних руд Кривого Рогу дотримується також Ю. Г. Старицький (1954). Рудоутворення відбувалось, на його думку, після відкладання залізистих кварцитів криворізької світи, коли вони зазнали дії поверхневих вод, що мали лужну реакцію і були збагачені на кисень у процесі латеритизації. Вилуговування зосереджувалось переважно в тектонічних вузлах, де породи були більш тріщинуваті. Після відкладання третинних осадків поверхневі води набули кислої реакції і позбавилися вільного кисню. У зв'язку з цим почався інтенсивний процес переносу двовалентного заліза за рахунок руйнування залізистих силікатів. Цей процес іде й зараз. Він сприяє збагаченню мартитових, мартито-гематитових і гідрогематитових руд.

Зовсім інші уявлення про походження руд Кривого Рогу розробляє Я. М. Бєлєвцев. Дотримуючись думки про гідротермальне походження залізної руди, він підходить до розв'язання цієї проблеми на широкій геологічній основі.

На думку Бєлєвцева, розвиток структури Кривого Рогу має п'ять етапів. Торкаючись питання генезису руд цього басейну, він писав (1953), що найбільш правдоподібно вважати рудоутворюючі розчини термальними, такими, що виникли при метаморфізації порід криворізької світи, але піднімались з глибин по тектонічних шляхах. Ці думки Бєлєвцев дещо розширює пізніш (1954). Він тепер вважає процес утворення рудних відкладів складним. При формуванні їх, мабуть, діяли процеси *вилуговування* кварцу і переміщення заліза, що привело до утворення мартитових та мартито-гематитових руд, а також широке привнесення заліза гідротермами за наявності лугів та карбонату. Це викликало метасоматичний процес і утворення магнетитових руд. Бєлєвцев не виключає можливості осадочно-метаморфічного генезису залізних руд. Він говорить про необхідність пояснювати нагромадження великих мас заліза верхнього відділу механічним та хімічним руйнуванням залізистих порід, з дальшою метаморфізацією їх при складкоутворенні. Не заперечує він також широкої інфільтраційної діяльності низхідних вод, що привели до утворення бурих залізняків через гідратизацію *і окислення* заліза в сланцях і магнетитових рудах. На завершення своїх уявлень про походження залізних руд Кривого Рогу цей автор розробив їх генетичну класифікацію (1952). Він виділяє чотири генетичні групи руд: 1) руди *вилуговування* з *частковим перерозподілом* заліза, — це мартитові або мартито-гематитові руди (синьки та залізнослюдкові); 2) руди гідротермально-метасоматичні (Північне рудне поле), — це амфіболо-магнетитові або амфіболо-гематито-магнетитові руди, гематито-магнетитові або карбонато-гематито-магнетитові руди; 3) руди вилуговування і гідротермально-метасоматичні Південного, або Іллічівського, рудного поля, — представлені мартито-гематитовими і мартито-гідрогематитовими рудами, мартитовими, магнетито-мартитовими, хлорито-магнетитовими і карбонато-полевошпато-магнетитовими рудами; 4) руди третинного звітрювання і озалізнення, представлені інфільтраційними і валунчатими бурими залізняками, — вони утворюють пластові поклади інфільтраційного походження і лінзи серед пісковиків та сланців верхнього відділу і на поверхні залізисто-силікатних порід.

Як видно з наведеного, Я. М. Бєлєвцев, вважаючи криворізькі залізні руди утворенням гіпогенним, не виключає також і ролі гіпергенних процесів в їх виникненні.

Дещо інші уявлення про походження і стратиграфію осадочно-метаморфічних порід Криворіжжя висловив О. П. Нікольський, думки якого розглянуто раніш. Його погляди зустріли різкі критичні зауваження з боку Ю. Ір. Половинкіної (1954) та Я. М. Бєлєвцева (1954). На протязі ряду років геологічні дослідження на Криворіжжі здійснювала Половинкіна. В її працях (1926, 1951, 1953) висвітлено ряд спеціальних питань мінералогії Криворіжжя. Особливо велику увагу цієї дослідниці привертали питання петрографії Кривого Рогу і суміжних районів (1926, 1929, 1930, 1936, 1939). У ряді робіт вона розглядає загальні питання розвитку Українського кристалічного щита. Огляд її думок буде наведено далі.

В останні роки геологічній будові Криворізького залізорудного району особливо багато уваги приділяє М. П. Семененко. Одним із перших він ставив питання про розв'язання проблеми Великого Кривого Рогу (1934) і докладав зусиль для її реалізації. Дані про геологію Криворіжжя, зібрані на протязі ряду років і частково опубліковані в попередніх роботах, цей автор підсумував у праці «Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений» (1946). Він дав петрогенетичну класифікацію порід за стратиграфічними горизонтами і обгрунтував утворення залізних руд у процесі метасоматозу. Семененко виділяє чотири групи залізних руд. Він описує складчасті структури й форми їх виявлення. Він вважає, що різноманітна система складок далі ускладнена насувами; докладно характеризує макро- і мікроскладки та поздовжні, субмеридіонального простягання, складки. Вони утворилися в головну фазу складчастості, яка дала інтенсивну ізоклінальну мікроскладчастість. Пізніше мали місце поперечні деформації субмеридіональних складчастих структур, до яких приурочені стовпчасті і штокові поклади залізної руди. У другому розділі названої праці дослідник описує тріщинні структури в гірських породах Кривого Рогу, у тому числі: 1) тріщини окремостей, 2) тріщини розшарування, 3) тріщини розриву, 4) кліваж розлому, 5) кліваж течії; розглядає питання зв'язку між складчастістю волочіння і тріщинуватістю порід та роль тріщинуватості в утворенні багатих рудних покладів. У третьому розділі книги описані диз'юнктивні порушення, що їх Семененко розглядає як структури, генетично пов'язані з насувними явищами, викликаними складчастими процесами. Серед них, за характером руху, розглянуто насуви, підсуви, здвиги і шар'яж, далі скибово-покривні структури; описано типи поверхень зміщень тектонічних зон, а також продукти тектонічного роздроблення порід. У дальшому, четвертому, розділі своєї праці автор розглядає фази формування тектонічних структур Кривого Рогу. Він пише, що в його загальному формуванні встановлюються чотири фази тектонічних процесів. Перша фаза дала стиснуту субмеридіональну, північно-східну, складчасту структуру у вигляді перекинутих, лежачих, ізоклінальних, часто лускоподібних структур з насувами. Друга фаза наче повторила напрямки структур першої, дала відкриті складки, що перетинають складчастість першої фази і створюють серії дрібних форм порушень та фестончаті складки. Вона утворила основний синклінорій Кривого Рогу і його складові форми — Інгулецьку антикліналь і Ліхманівську синкліналь. Структури третьої тектонічної фази були поперечні до структур перших двох. Ця фаза деформує створені попередніми процесами структури в широтному напрямку, утворюючи різноманітні і складні диз'юнктивні та плікативні дислокації.

У другій частині книги розглядаються морфологія і структура рудних покладів Кривого Рогу. Серед форм їх М. П. Семененко виділяє стовпоподібні, штокоподібні і пластоподібні поклади та рудні гнізда, а серед типів структур їх — складчасті, мікроскладчасті, або плойчаті, скибові, брекчієподібні, кліважні і плоскопаралельні; розглядає зв'язки між формою рудних тіл і структурно-тектонічними елементами. Автор приходить до висновку, що рудні поклади Кривого Рогу, як метасоматичні утворення, контролюються деформаціями, які були шляхами циркуляції рудоутворюючих розчинів. Різноманітність форм рудних тіл визначалася першими трьома фазами тектогенезу. Остаточне визначення форми в деяких випадках сталося в четверту, післярудну, фазу тектогенезу. Зважаючи на це, Семененко виділяє такі типи рудних полів: 1) поля на шарнірах великих синклінальних структур першого порядку, до яких належить похиле штокоподібне зруденіння Дзержинського рудника; 2) поля стовпоподібного зруденіння на крилах складчастих структур, до якого належать зруденіння саксаганського простягання; 3) поля вертикальних складчастих вузлів та флексур, приурочені до вузлів

розвитку крутопадаючої складчастості, характерної для стовпоподібних покладів Жовтої ріки; 4) пластоподібні рудні поля червоно-глеюватського простягання, зон насувів та здвигів вздовж контакту з надрудною товщею; 5) поля складчастих структур, розвинутих у замку Криворізького синклінорію; 6) поля скибово-покривних структур Першомайського рудника. Висвітлення Семененком зв'язку зруденіння у Кривому Розі з тектонікою становить важливий новий крок вперед у пізнанні геології цього району. Воно дає науковотеоретичну основу для дальших розшуків залізорудних покладів на території Великого Кривого Рогу.

В останній час М. П. Семененко приділяє значну увагу загальним питанням геологічної структури Українського кристалічного щита (1947—1951, 1953). Як згадано вище, Семененко раніш виділяв у його межах шість структурних зон (1947, стор. 295). Пізніше (1951) він приходить до висновку, що Український кристалічний масив становить складну систему багатоярусної складчастості. Тепер він, услід за В. Ю. Тарасенком, виділяє лише три складчасті системи. Серед них значне поширення мають структури північно-західного простягання по Південному Бугу, Дніпру і Приазов'ю. Вони включають дві зони — побузьку і придніпровську. Більш молоді структури саксаганської, або скіфської, системи виявлені в центральній частині щита; ця складчастість багатофазна, ускладнена інтрузіями. Ще молодша субширотна, північно-східного напрямку, складчасто-інтрузивна система виявлена в північно-західній частині щита в межах поширення овруцької серії і прилеглих районів. Серед магматичних утворів Семененко виділив п'ять груп: 1) інтрузії найдавніших магматичних порід, пов'язаних з бузькою складчастою системою; 2) магматичні породи, пов'язані з субмеридіональною складчастою системою скіфід; 3) інтрузії магматичних порід, що належать до субширотної складчастої системи північно-східного простягання; 4) інтрузії, виявлені розломними плутонами габро, коростенськими гранітами і рапаківі, а також інтрузії Сміли і Новомиргорода; 5) група інтрузивних утворів, пов'язаних з розломною тектонікою, виявлених масивами лужних порід, — інтрузії їх відбувались у зв'язку зі скибовими опусканнями в процесі пульсації, вік їх визначається як палеозойський. Пізніше (1953) М. П. Семененко розвиває далі раніш висловлені думки і дещо уточнює належність того чи іншого типу порід до складчастих систем або магматичних комплексів.

Іншої думки про стратиграфію, магматизм і тектоніку докембрію Української РСР дотримується Ю. Ір. Половинкіна (1953). Вона, услід за М. М. Тетяєвим, розглядає Український кристалічний щит як серединну масу герцинської геосинкліналі і припускає його участь у тектонічних рухах герцинського часу. У складі Українського щита, на її думку, відомо не менше трьох докембрійських суперкрустальних комплексів: 1) товща стародавніх гнейсів, 2) криворізька (або саксаганська) метаморфічна товща і 3) овруцька товща. Виділяються також магматичні комплекси: 1) кіровоградський, 2) дніпровсько-токівський, або осницький; 3) коростенський і 4) приазовський. Ю. Ір. Половинкіна виділяє три послідовні тектоно-магматичні процеси формування щита. Перші два є процесами формування рухливих зон, а третій відповідає платформеній стадії. У процесі розвитку рухливої зони виділяються три етапи: 1) геосинклінальний — етап нагромадження осадків і підпорядкованих їм ефузивів, 2) етап головного складкоутворення і головних інтрузій і 3) етап розломів та дайок. На відміну від поглядів М. П. Семененка, Ю. Ір. Половинкіна твердить, що північно-західне простягання складових частин кристалічного щита є наймолодшою рисою його структури, яка утворилася внаслідок рухів герцинського діастрофізму. Друга складчастість, виявлена в криворізькій товщі, має субмеридіональне простягання. Основні положення цієї роботи Половинкіна розвиває далі в 1954 р. Вона висловлює ряд критичних зауважень щодо схеми геологіч-

ної структури Українського кристалічного щита, розробленої Семененком, і не погоджується з його розподілом деяких магматичних порід за віком.

Половинкіна не врахувала нових даних про структуру південно-західних окраїн Російської платформи. Тому мало обгрунтоване заперечення нею значення в структурі Українського кристалічного щита північно-західного і субширотного простягання його окремих елементів, що, на її думку, встановилися за герцинського горотворення. Не заперечуючи певної ролі цього горотворення у формуванні кристалічного щита, ми, однак, повинні підкреслити, що його інтенсивність на південно-західній частині Російської платформи була не настільки значна, щоб викликати кардинальні перетворення структури щита. Північно-західне простягання структур щита, як і його видовженість у цьому напрямку, мають тривалу історію і успадковані від ранніх етапів його геологічного розвитку.

Особливості кристалічного фундаменту Російської платформи на основі даних опорного буріння недавно висвітлив О. О. Бакіров (1954). Він вважає, що розвиток кристалічного фундаменту був зв'язаний з розвитком геосинкліналей протягом каледонського, герцинського і альпійського етапів тектогенезу.

В п'ятому томі «Геологии СССР», присвяченому опису платформеної частини України, що вийшов з друку в 1958 р. під редакцією М. П. Семененка, в розвитку структури кристалічного щита виділено п'ять етапів.

Перший етап — бузьку складчастість північно-західного простягання — віднесено до нижнього архею; вік її визначено в 1900—2150 млн. років. До цього етапу відносяться бузько-дніпровські серії з побузькою товщею гнейсів, мармуру та ін. і хащеватсько-заваллівською світою, потім бузько-подільські інтрузивні комплекси.

У другому етапі — 1700—1850 млн. років тому—формуваласяserksaганська складчастість субмеридіонального простягання. Її віднесено до верхнього архею.

Третій етап становить волинська субширотна складчастість північно-східного простягання. Вік її визначено як нижній протерозой—1400—1600 млн. років. Позначилася вона у відкладах овруцької світи.

Четвертий і п'ятий етапи формування Українського кристалічного щита виявилися в утворенні розломних інтрузій. В середньому протерозої — 1000—1300 млн. років тому — утворився коростенський інтрузивний комплекс і в пізньому протерозої — 500—900 млн. років тому — приазовський лужний комплекс. Етап від етапу в історії розвитку структури відокремлений великою перервою.

Слід підкреслити, що мозаїчна будова фундаменту Українського кристалічного щита і розміщення його в сфері впливу середземноморської рухливої зони, в орогенічні процеси якої він час від часу втягався, є значно складнішим структурним виявленням тектонічної історії цієї ділянки земної кори. Існуючі схеми стратиграфічного і структурного поділу докембрію щита відзначають ту або іншу сторону цієї історії. Проте ні одна з них поки що не є вичерпною. Окремі питання петрографії щита і до цього часу лишаються спірними або суперечливими. Значну кількість проблем ще належить розв'язати. До числа загальногеологічних задач вивчення Українського кристалічного щита, що потребують дальшої розробки, належать: 1) геологічна структура щита і історія його тектогенезу; 2) історико-генетичні взаємовідношення і генетична спорідненість петрографічних типів порід, що беруть участь в його будові; 3) походження магматичних порід та послідовність формування магматичних комплексів; 4) закономірності розміщення корисних копалин в його межах.

3. ПОЛОЖЕННЯ УКРАЇНСЬКОГО КРИСТАЛІЧНОГО ЩИТА В ПІВДЕННО-ЗАХІДНІЙ ЧАСТИНІ РОСІЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ І ЙОГО ТЕКТОНІЧНИЙ ПОДІЛ

Український кристалічний щит являє собою підняту частину фундаменту південно-західної окраїни Російської платформи. У структурі щита виділено чотири, за послідовністю оформлення, складові частини: 1) дніпровську складчасто-інтрузивну зону, 2) дністро-бузьку складчасто-інтрузивну зону, 3) криворізьку складчасто-інтрузивну зону і 4) овруцьку зону. На схемі тектонічного поділу південно-західної частини Російської платформи, при складанні якої враховані нові дані глибокого буріння і геофізичних досліджень, показано, що Український кристалічний щит становить порівняно незначний виступ кристалічного фундаменту серед обширних просторів занурених частин платформи. Цей факт потребує особливої уваги, оскільки він дає підстави для дальших висновків про характер спряженого розвитку тектогенезу щита і навкружних геосинкліналей.

Області занурення щита становлять його своєрідні підземні шлейфи тектонічного походження. В різних частинах вони лежать на різній глибині. Для всіх них характерна наявність більш чи менш потужного покриву осадочних відкладів з верствуватою непорушною структурою. За межами щита під осадочними породами кристалічний фундамент виявлено на різній глибині. Це видно з табл. 15.

Таблиця 15

Глибина залягання кристалічного фундаменту в південно-західній частині Російської платформи

Місцезнаходженн	Глибина, *м*	Райони
Путивль	970	Північно-східний
Сміла	2218	Дніпровсько-Донецька западина
Райозеро	1433	Те саме
Чернігів	2751	» »
Київ	211,2	» »
Пінськ	457,3	Північний
Ратне, Волинської обл.	209,15	»
Олесько, Львівської обл.	2000,0	Західний
Гаваноси, Молдавська РСР	660,0	»
Мирне, район Одеси	1611,0	Південний
Якимівка, Приазов'я	1126,0	»
Жданов	50,0	»
Соколсвогорськ	1766,0	Пониззя Дінця

На підставі численних матеріалів установлено, що південно-західний край Російської платформи розміщений на значному віддаленні від меж Українського кристалічного щита. Схематично положення його відповідає лінії, яка проходить з північного заходу на південний схід у напрямку: Комарне, Миколаїв, Чернівці, верхів'я р. Ялпуху на Ізмаїльщині, гирло Дністровського лиману, на схід до Перекопу, далі на Бердянськ, Жданов, Таганрог. Зовнішній край платформи тектонічний, зрізаний передовими прогинами альпійської складчастої області.

Альпійські складчасті спорудження і їх передові прогини становлять зовнішнє облямовання південно-західної окраїни Російської платформи. Альпійський ороген асимілював давніші, зокрема герцинські, спорудження, релікти яких виявляються серед альпійських структур Криму і Карпат. Тому твердження Ю. Ір. Половинкіної (1954, стор. 11) про те, що Український кристалічний щит становить «дуже невелику (площею лише близько 200 — 300 тис. *км*²) ділянку кристалічного фундаменту,

майже з усіх сторін, крім північно-північного заходу, оточену складчастими зонами герцинід», не відповідає дійсності. Природна річ, що вся південно-західна окраїна Російської платформи, у тому числі її невідривна частина — Український кристалічний щит, не могла не реагувати на тектонічні рухи в околишніх геосинкліналях. Але ці рухи, переважно коливальні, відбилися в розломних структурах фундаменту, у нерівномірному переміщенні окремих блоків, у змінах умов осадконагромадження і незначних деформаціях осадочних товщ, що накладалися на кристалічний фундамент. Ці умови нічим не схожі з умовами, властивими серединній масі геосинкліналей.

Сучасна структура Українського кристалічного щита — це типова блокова структура. Окремі блоки його мають дуже складну внутрішню будову, яка поки що простежена в загальних рисах. Окремі блоки в різний час зазнали переміщень різного масштабу і на різних рівнях зрізані денудацією. Площі зрізів показують різні стратиграфічні рівні, породи різного віку, різного ступеня змін та диференціації. До того ж картина надзвичайно ускладнена магматичною тектонікою. На сучасному рівні наших знань петрографії, стратиграфії і тектоніки кристалічного щита для вичерпних порівняльних характеристик і обгрунтованих висновків поки що немає достатніх і незаперечних даних. У світлі названих фактів у проблемі геології Українського кристалічного щита важливе значення мають питання загальногеологічних умов утворення південно-західної частини Російської платформи, загальні особливості структури фундаменту як субстрату, структура і історія геологічного розвитку власне кристалічного щита.

У сучасній структурі фундаменту Російської платформи збереглися риси давніх гірських споруджень, до найглибших їх коренів знищених у ході геологічної історії. У доплатформений період геологічного розвитку південно-західної частини Європейської території СРСР в її межах містилася геосинклінальна зона, видовжена з південного сходу на північний захід. В її структурі простежуються дві гірські системи — Курсько-Воронезька і Придніпровська (Бондарчук, 1946, стор. 31), складної внутрішньої будови. Між ними простягалася область міжгір'я, пізніш успадкована Дніпровсько-Донецькою западиною. Відповідно до цього, склад порід фундаменту міжгір'я буде дещо інший в порівнянні зі складом порід масивів. На світанку геологічної історії простір від Азовського моря до західного Полісся, між Дніпром і Дністром, займала геосинкліналь, яка була складовою частиною згаданої геосинклінальної зони. Вона, як і пізніші геосинкліналі, мала складну будову, з областями мезогеоантикліналей і мезогеосинкліналей. У дуже давньому геосинклінальному етапі розвитку, в складних фізикогеографічних умовах, на території Українського кристалічного щита нагромаджувались потужні товщі піщано-глинистих і вапнякових порід, які, у подальшому, шляхом складного метаморфізму, перетворилися на різноманітні гнейси, кварцити, мармур, мігматити тощо. На перших етапах геосинклінального розвитку, як то довели дослідження І. С. Усенка, а потім Ю. Ір. Половинкіної, відбувались потужні вулканічні процеси, результатом яких лишилися дуже поширені тепер маси виливних порід.

Геосинклінальний етап розвитку будови Українського кристалічного щита завершився складкоутворенням і виникненням гірської країни, яка, на думку П. П. П'ятницького, не поступалась перед сучасними Альпами. Разом з складкоутворенням проявлялися і синтектонічні вулканічні процеси. Основні частини древніх антиклінальних споруд були ускладнені потужними інтрузіями або масивами магматичних порід. Ці інтрузії були конкордантні, видовжені в напрямку простягання тодішніх складчастих структур. Сучасні денудаційні зрізи давніх структур розкривають взаємовідношення між інтрузивами та вміщаючими їх осадочно-метаморфічними породами на великій глибині і виявляють дуже складну картину взаємовпливів. На кінець цього етапу розвитку, який, на думку переважної більшості дослідників, завершився в ранньому археї, південно-західна частина Російської платформи становила гірську країну. Системи складчастих структур її простягалися з південного сходу на північний захід. У центральній частині Українського кристалічного щита, між Дніпром і Дністром, де корені їх відносно краще збереглися, можливо містилися дві складчасті системи. Ближче до сучасної долини Дніпра розташовувалась Дніпровська складчасто-інтрузивна система. Вона простягалася на північний захід значно далі за сучасні відслонені частини щита. На південному сході Дніпровська система складчастих побудов простягалася до східного Приазов'я. Цю гірську країну давнього минулого Д. М. Соболєв називав Борисфенідами. На захід і південний захід від Дніпровської складчастої системи містилася обширна складчасто-інтрузивна Дністро-Бузька система.

У межах відслоненої частини щита виявляються релікти двох антиклінальних споруд (антиклінорїів). Південніший простежується в напрямку від Старо-Костянтинова на Жмеринку і Бершадь. Північніший простягався від Липівця на Іллінці, Христинівку і Первомайськ. У середньому Побужжі, в районі Завалля — Кам'яний Брід — Тальне і далі в напрямку на бучацький поворот Дніпра, Дністро-Бузька структура зрізана системою розломів і розчленована на окремі блоки, по-різному переміщені один відносно одного. Ці розломи утворилися значно пізніше, коли розглянуті складчасті гірські побудови вже були пенепленізовані.

У геологічній будові нижньоархейських складчасто-інтрузивних структур Українського кристалічного щита беруть участь різноманітні осадочно-метаморфічні, магматичні та різні гібридні породи. Серед них переважно поширені гнейси, мігматити, метабазити, у меншій мірі кристалічні сланці і кристалічні вапняки. З ними структурно і історично зв'язані магматичні породи в дніпровській складчасто-інтрузивній системі — біотито-плагіоклазові дніпровські граніти, звенигородські плагіограніти, гранодіорити Приазов'я та чудново-бердичівські гранато-кордієритові граніти і габро. У дністро-бузькій складчасто-інтрузивній зоні серед магматичних і гібридних порід основне місце займають утворення чарнокіто-монцонітової формації та кордієрито-гранатові граніти. Ці породи утворюють дуже складно побудований перший, найдавніший ярус структур Українського кристалічного щита. Разом з тим цей ярус є наче субстратом, або середовищем, в якому формувалися молодші генерації структур.

Дальшу за віком структурну зону Українського кристалічного щита становить Криворіжжя. Це велика область, поширена майже в меридіональному напрямку від Кременчука на Кривий Ріг. Аналогами Криворізької структури є зони магнітних аномалій, зокрема обширна Оріхово-Павлоградська зона. Морфологічно Криворіжжя має структуру синклінорію, в якому антиклінальні і синклінальні складки закономірно поєднані і ускладнені насувами. Розвиток Криворізької структури, як вважає ряд дослідників Кривого Рогу, проходив через геосинклінальну фазу.

Морфологічно Криворізьку структуру, проте, не можна вважати за геосинклінальну. Скоріше в найбільш морфологічно виявлених Інгулецькій і Саксаганській смугах це був ровоподібний прогин, або, точніше, система розломів, видовжена в субмеридіональному напрямку. Ровоподібний прогин, обмежований розломами, які тепер становлять раму криворізької структури, довгий час розвивався в умовах послідовних занурень, що спричинило нагромадження в його межах потужних товщ осадочних порід і супроводилось потужним вулканізмом. Утворення Криворізького ровоподібного прогину, або грабена, сталось за умов регіонального розтягу, викликаного широтними напруженнями, які, очевидно, охопили значну частину південного заходу Російської

платформи на певному етапі докембрійського часу. В умовах регіонального розтягу в межах щита виникли, крім Криворізького, і інші прогини та розломи субмеридіонального напрямку. Відкриті зони розломів, тобто ровоподібні прогини, мали менше поширення в порівнянні з закритими розломами, що розчленували єдиний до того кристалічний щит на окремі блоки. У південно-східній частині щита площі сколювання простягались у близькому до меридіонального, північно-східному напрямку. Найголовніші серед цих розломів проходять: один — в напрямку долини р. Молочної, інші — в порожистій частині Дніпра, далі Дніпропетровськ—Нікополь, Сміла—Громоклія і Канів—Завалля, а також у близькому до широтного, північно-західному напрямку Коростишів—Житомир—Славута—Володарськ-Волинський і Новоград-Волинський—Городниця—Березна. З фазою розломних дислокацій у південно-західній частині Російської платформи, безперечно, пов'язані і розломи, що обмежовують південно-західну, придністровську частину Українського кристалічного щита.

Формування розломів супроводжувалося посиленою магматичною діяльністю і утворенням численних інтрузій гранітів житомирського типу. Процес цей тривав дуже довго, і припадає він на останні етапи розвитку Криворізького ровоподібного прогину.

Завершилося формування Криворізького складчасто-інтрузивного комплексу за умов, коли в межах південно-західної частини Російської платформи сили стиску стали переважати сили розтягу, коли низхідне спрямування коливальних рухів змінилося висхідним. Затиснуті наче в лещата прилеглими блоками кристалічного щита, осадочні породи, що виповнювали Криворізький ровоподібний грабен, були зім'яті в складки, розбиті й розірвані на окремі структурні частини. Видовжені в субмеридіональному напрямку структурні елементи Криворіжжя на кінець його формування були розчленовані ще й поперечними дислокаціями.

В будові Криворізького складчасто-інтрузивного комплексу беруть участь різноманітні породи. Серед них дуже поширені породи першого, архейського структурного ярусу, що в нього врощені структури розглядуваного комплексу. Серед них на великих просторах виявлені біотитові і біотит-піроксенові гнейси, біотитові і біотит-гранатові гнейси, мігматити, граніти дніпровсько-інгулецького типу тощо. Породи власне криворізького комплексу виявлені складно побудованою саксаганською залізорудною формацією. В її складі відомі різноманітні осадочно-метаморфічні й вулканічні породи.

Дуже цікавий і різноманітний комплекс інтрузивних магматичних порід криворізького складчасто-інтрузивного комплексу становлять порфірові граніти кіровоградського, уманського і коростишівського типів, сірі граніти житомирського, богуславського типів, пегматоїдні граніти Уманського масиву та ін.

Інтрузиви мають закономірне поширення і певну форму, чим вони відрізняються від більш давніх структурно-магматичних форм. Вони наче рядами насаджені на лінії розломів, як це спостерігається в районах Коростишів—Житомир, Городниця—Новоград-Волинський або Богуслав—Умань.

Розломні інтрузиви мають порівняно невеликі розміри, округлу форму. Вони є завжди січними по відношенню до вміщаючих структур. Для них характерні різноманітність відмін, зумовлена складністю умов формування родоначальної для них магми, її взаємовпливів з вміщаючими породами, і висока міра диференціації речовини.

Складний осадочно-інтрузивний криворізький комплекс становить окремий структурний ярус Українського кристалічного щита. З його утворенням завершується формування монолітного кристалічного фундаменту південно-західної частини Російської платформи, злютованої найвищою мірою метаморфізації порід, що беруть участь в її будові, та магматичними інтрузіями, які скріпили окремі блоки.

У пізніші геологічні віки Український кристалічний щит становив переважно область денудації, з продуктів руйнування його порід утворювалися нові осадочні формації. На самому щиті осадочний покрив значної товщини, очевидно, не досягав. У складних коливальних рухах подальших етапів геологічної історії на поверхні щита послідовно знищувався покрив давніших осадочних порід, формувався новий покрив, локалізований переважно в западинах його поверхні та на окраїнах.

Залишки покриву з найдавніших порід у межах Українського кристалічного щита збереглися лише в крайній північній частині. Це осадочно-метаморфічні породи овруцької серії.

Новий важливий етап у становленні Українського кристалічного щита настав у палеозої в зв'язку з розвитком каледонської геосинклінали і, далі, каледонського орогенезу. У той час, в умовах переважних низхідних коливальних рухів, сколювалися північно-західні окраїни щита, формувалась Галицько-Волинська синекліза. В межах останньої нагромаджувалися палеозойські осадочні відклади. З розломами був пов'язаний потужний вулканізм. У дальшому, в другу половину палеозойської ери і в зв'язку з початком герцинського горотворення, виникали розломи в північно-східній частині щита, де формувалась Дніпровсько-Донецька западина, а пізніше Донецький кряж. І тут, як у північно-західній частині, був посилений вулканізм. Разом з вулканізмом в межах Волинської і Дніпровсько-Донецької частин за каледонського і герцинського орогенезів у межах Українського кристалічного щита теж проявлялась активна магматична діяльність. До каледонського магматичного циклу, можливо, відноситься утворення інтрузій пержанського і осницького гранітів, а з герцинським горотворенням, як вважають деякі дослідники, пов'язані утворення ряду магматичних порід Приазовського кристалічного масиву. Отже, сучасні морфологічні риси Українського кристалічного щита остаточно оформилися за герцинського орогенезу. Однак розвиток цієї структури, як випливає з наведеного аналізу, не підтверджує того уявлення, нібито Український кристалічний щит був центральним масивом герцинської орогенічної зони.

За особливостями геологічної структури і асоціаціями метаморфічних та магматичних порід у межах щита виділяється шість структурно-петрографічних районів, або масивів: Північно-Західний, або Поліський; Центральний, або Тетерево-Бузький; Кіровоградський; Криворізький; Запорізький; Приазовський. За основу поділу щита на ці частини взято найголовніші розломи, які становлять структурно-історичні явища. За морфотектонічними ознаками можливий дальший поділ фундаменту на окремі дрібніші блоки. Характеристика їх грунтується на порівнянні стратиграфічних комплексів.

4. ПІВНІЧНО-ЗАХІДНИЙ, АБО ПОЛІСЬКИЙ, СТРУКТУРНО-ПЕТРОГРАФІЧНИЙ РАЙОН

Північно-західна частина Українського кристалічного щита, або Поліський масив, відзначається своєрідним комплексом осадочно-метаморфічних та магматичних порід, що беруть участь в його будові. На цій підставі В. І. Лучицький (1936) виділив у межах масиву дві петрографічні провінції: а) волинських габро-норитових порід і б) гранодіоритову північної частини Української РСР.

Поліський кристалічний масив має вигляд майже прямокутника, меридіонально видовженого. На півдні він відокремлений від Централь-

ного, або Тетерево-Бузького, масиву зоною розломів, що проходить майже в широтному напрямку від м. Коростишева через Житомир на Славуту. Є підстави гадати, що на схід цей розлом простягається аж до Дніпра в районі Києва. Площі розломів обмежовують північно-західний структурно-петрографічний район кристалічного масиву з заходу, півночі і сходу. Отже, в цілому Поліський кристалічний масив являє собою тектонічний блок. Він значно зміщений відносно загальної північно-західної осі щита і сильно повернутий навколо свого центра в напрямку з південного сходу на північний захід, проти годинникової стрілки. Він відносно високо піднятий в порівнянні з іншими частинами щита і досить добре відслонений. Кристалічний фундамент виступає не тільки по річкових долинах, але часто і на вододілах. Покрив з осадочних відкладів місцями створений з докрейдових, крейдових і, майже повсюдно, четвертинних відкладів.

У будові поліської частини щита беруть участь кристалічні породи різного віку, складу та походження. Найбільш поширені найдавніші осадочно-метаморфічні породи. Вони відслонюються на значних просторах у басейні рр. Уборті, Случі, Тетерева, Унави тощо. Метаморфічні породи північно-західної частини Українського кристалічного щита, дуже насичені гранітним матеріалом, відзначаються високою мірою мігматизації або гранітизації. Не просякнуті ін'єкціями метаморфічні породи зустрічаються дуже рідко. Змішані породи бувають дуже різноманітні. Вони міняють свій склад від майже чистих гнейсів до гібридизованих гранітів. Співвідношення вихідного осадочно-метаморфічного і магматичного матеріалу в них так само міняється в широких межах хоч би і на невеликому протязі.

Усі змішані породи північно-західної частини Українського кристалічного щита в морфологічному і петрографічному відношеннях вивчені ще недостатньо.

АРХЕЙСЬКА ГРУПА

Тетерево-бузький осадочно-метаморфічний комплекс. Найдавніший осадочно-метаморфічний і інтрузивний комплекс північно-західного району становлять різні гнейси, кристалічні вапняки, мігматити та кордієрито-гранатові граніти чудново-бердичівського типу.

Гнейси мають значно мінливі забарвлення і мінералогічний склад. Дуже поширені гранато-біотито-кордієритові породи по р. Тетереву, наприклад в околицях с. Корчака, графітові гнейси.

Там же поширені різні парагнейси, як-от біотито-піроксенові, роговообманково-плагіоклазо-біотитові двослюдяні, а також слюдяні сланці. Для гнейсів характерний темний колір. Подекуди тут парагнейси майже або й зовсім не знали впливу гранітної магми.

Хімічний склад біотит-піроксенових гнейсів з околиць Козіївки такий (Ю. М. Абрамович, 1930):

SiO_2	64,80	CaO	3,82
Al_2O_3	17,74	Na_2O	4,61
Fe_2O_3	—	K_2O	2,94
FeO	3,98	CO_2	—
MgO	1,60	В. п. п.	0,45
		Разом	99,94

По долині р. Тетерева між Коростишевом і Радомишлем відслонюється найцікавіший комплекс біотит-піроксенових гнейсів і силікатних вапняків. Широко відомі родовища їх в околицях с. Козіївки. Вперше білий мармур з Козіївки описав К. М. Феофілактов, а в 1919 р. охарактеризував його В. І. Лучицький (рис. 34).

Це кристалічна магнезіальна порода білого або сірого верствувато-смугастого забарвлення. В районі Радомишля зона поширення сірого силікатного кристалічного вапняку простягається більш як на 15 *км*. Мінералогічний склад кристалічних силікатних вапняків складний. Переважну масу становить близький до доломіту карбонат. В окремих проверстках багато кристаликів рогової обманки, піроксенів, біотиту, епідоту і кліноцоїзиту. В породі у невеликій кількості наявний мікроклін, плагіоклаз, сфен, апатит, магнетит. З вторинних мінералів зустрічають-



Рис. 34. Відслонення мармуру в районі с. Козіївки. (Фото І. С. Солоненка).

ся хлорит, серицит, сосюрит тощо. Хімічний склад кристалічних силікатних вапняків району Козіївки, за даними Ю. М. Абрамовича (1930), такий:

SiO_2	53,92	CaO	12,42
Al_2O_3	13,38	Na_2O	3,50
Fe_2O_3	2,15	K_2O	2,70
FeO	7,57	CO_2	0,28
MgO	0,90	В. п. п.	2,96
		Разом	99,78

Козіївський, білий і сірий, мармур легко полірується, придатний на виготовлення блоків для різних будівельних потреб, виробництво архітектурних деталей та предметів побуту.

Мігматити в межах описуваного району відслонюються здебільшого на невеликих площах. Особливості їхні різні. За приклад можна

взяти породи, поширені по р. Унаві, де їх докладно описав В. І. Лучицький (1934). Там відслонюються гранітоподібні породи, забарвлені в сірий, різних відтінків, колір, переважно світлий, або в м'ясо-червоний з зеленуватим відтінком. Рідше забарвлення темне. Ці породи середньо- і дуже нерівномірнозернисті. Вони то масивні, то слабо сланцюваті, смугасті, плямисті з непостійним розподілом складових частин. Вони мають невиразні включення, ущільнені або гнейсоподібні, дрібнозернисті, збагачені на біотит, а також на рогову обманку. У складі гібридних порід цього району переважає кварц, мікроклін, завжди з мікропертитовою структурою. Плагіоклаз часто має облямівку з мікрокліну і темнокоричньового біотиту. В незначній кількості наявні апатит, магнетит та акцесорний циркон.

Через велику мінливість складових частин ці породи мають змінні ознаки. При великій кількості кварцу вони дуже схожі на *граніт,* зі зменшенням його вмісту переходять у *біотитовий сієніт;* породи завжди мають різко виявлені ознаки динамометаморфізму. Так само мінлива кількість мікрокліну. Він буває в незначній кількості або майже відсутній. Іноді порода набуває ознак *нориту.* Часом плагіоклаз переважає мікроклін. У деяких випадках ідіоморфізм плагіоклазу проявляється настільки різко, що порода набуває монцонітової структури.

У мігматитах часто наявні різні сторонні включення — не цілком асимільовані релікти ін'єкційних порід. Здебільшого вони дрібнозернисті, темного забарвлення і являють собою *біотитові амфіболіти.* Часто польовий шпат у породі буває прозорий. У значній кількості є зелена рогова обманка, яка за своїми ознаками тотожна з роговою обманкою всієї маси породи. За складом включення наближаються то до типу монцонітів, то до біотито-роговообманкових сієнітів, то до роговообманкових діоритів. Дуже поширені гібридні породи становлять цікаву групу утворень, вивчення яких є одним з найближчих завдань геології Українського кристалічного щита. Найдавніший магматичний комплекс, сірі кордієрито-гранатові граніти чудново-бердичівського типу, поширені переважно в межах центральної частини щита. Тому докладний опис їх буде наведено далі. У межах розглядуваного району найдавніші магматичні утворення зустрічаються лише в південній частині та окремими плямами в басейні р. Тетерева.

ПРОТЕРОЗОЙСЬКА ГРУПА

Розломно-інтрузивний магматичний комплекс. У Північно-західному, Поліському, районі Українського кристалічного щита немає осадочно-метаморфічних порід, синхронних криворізькому комплексу. За особливостями історичного розвитку геологічної структури щита до періоду формування криворізького складчасто-інтрузивного комплексу відносяться грандіозні розломні дислокації і пов'язані з ними інтрузії. У північно-західному районі до цього етапу тектогенезу належать дві групи магматичних утворень різного віку. Першу, давнішу, групу становлять локальні інтрузії гранітів житомирського, лизниківського, коростишівського, новоград-волинського, мухарівського та інших типів. Другу, молодшу, групу являють собою породи складного, багатофазного Коростенського плутону.

Житомирський тип гранітів найбільш поширений в басейні Тетерева, Случі і їх приток, де він виступає окремими масивами. Особливості цього петрографічного типу найяскравіше виступають по долині р. Тетерева та в численних кар'єрах, де добувають граніт. У Житомирі Тетерів тече в гранітному каньйоні. Скелі часто піднімаються на кілька десятків метрів. Найвеличніші серед них «Голова Чацького» й «Чотири брати» (рис. 35). Скелі граніту часто розбиті тектонічними тріщинами на

окремості, іноді великого розміру. Сірий граніт житомирського типу, що має цінні будівельні та декоративні якості, широко використовується в народному господарстві. Це порода середньозерниста. Мінералогічний склад її такий: кварц, ортоклаз, мікроклін, плагіоклаз, біотит, рідко апатит, магнетит, турмалін. Хімічний склад сірого житомирського граніту, за визначенням К. І. Тимофєєва, такий:

SiO_2	70,38	MgO	0,78
Al_2O_3	14,36	K_2O	6,63
Fe_2O_3	1,46	Na_2O	2,86
FeO	2,00	H_2O	0,55
CaO	1,05	Разом	100,07

З окремих інтрузивів граніту житомирського типу слід відзначити невеликий його масив у районі Лизника, Корця, Новограда-Волинського і Коростишева. Лизниківський масив становить одне з крайніх пів-



Рис. 35. Відслонення житомирського граніту. Скелі «Чотири брати» вище Житомира. (Фото О. О. Фаловського).

нічних відслонень житомирського граніту, розташоване як залишок серед інших формацій кристалічних порід, у районі с. Лизник — ст. Горбаші. Це середньо- або нерівномірнозерниста порода світлого рожево-сірого кольору. Місцями граніт відслонюється поряд з гнейсовим покривом, і тоді він має смугастий вигляд. За мінералогічним складом граніт з Лизника мало відрізняється від житомирського. Його характеризують плагіоклаз (олігоклаз-альбіт), ортоклаз, мікроклін, кварц, біотит і, поряд з цим, флюорит. Останній розглядається як гідротермальний продукт гранітної магми. Хімічний склад лизниківського граніту, за літературними джерелами, такий:

SiO_2	71,25	MgO	0,10
TiO_2	0,17	K_2O	5,66
Al_2O_3	13,93	N_2O	3,54
Fe_2O_3	1,45	H_2O	0,34
FeO	2,12	Разом	98,56

У західних районах поліської частини Українського кристалічного щита граніт житомирського типу відслонюється по рр. Случі, Тні і

Корчику. По Корчику поширений граніт грубозернистий, часто порфіроподібний. В його складі виявлені: мікроклін, ортоклаз, плагіоклаз, біотит, рогова обманка, апатит, сфен, епідот, магнетит, силіманіт, флюорит і гранат. За визначенням К. І. Тимофеєва, граніт вміщає:

SiO_2	66,45	MgO	1,25
Al_2O_3	15,24	K_2O	4,16
Fe_2O_3	1,86	Na_2O	4,07
FeO	3,34	H_2O	1,33
CaO	1,45	Разом	99,15

Усі відслонення гранітів, віддалені від центральної частини інтрузиву, збагачені на залучений зовні матеріал. Через це значно мінливий їх загальний вигляд, і дещо — мінералогічний склад. Ці особливості простежуються, зокрема, у відслоненнях цього типу граніту в районі м. Коростишева. Колір граніту переважно сірий, в окремих місцях червонястий; він здебільшого грубозернистий, з окремими великими кристалами мікрокліну, часом у 3—4 *см*. Як одна з характерних особливостей області взаємодії і взаємовпливів магматичних порід різних формацій, між гранітами житомирського типу і магматичними породами Коростенського складного плутону місцями зустрічається цікава порода — пеліканітовий граніт. Вперше його описав В. Блюмель (1871). В. Ю. Тарасенко (1896) виявив відслонення цієї породи в районі сс. Теренців, Мокрянщини, Пекарщини тощо. Пеліканітовий граніт з району Пекарщини, за характеристикою Тарасенка, являє собою грубозернистий агрегат ортоклазу, кварцу і пеліканітової маси. З інших мінералів зустрічаються плагіоклаз і, рідко, рудні. Сам пеліканіт, за визначенням Ю. Ір. Половинкіної (1949), становить механічну суміш двох мінералів — каолініту і кристалічної форми опалу, що за своєю структурою відповідає високотемпературному кристобаліту. Склад пеліканітів УРСР, за даними В. Блюмеля, характеризує наведена тут табличка.

	1	2	3
SiO_2	68,62	67,64	60,02
Al_2O_3	21,24	22,04	28,75
Fe_2O_3	0,68	—	—
FeO	—	—	—
MgO	0,22	0,16	0,22
CaO	—	—	0,14
Na_2O	—	—	—
K_2O	0,12	0,24	—
H_2O^+	7,86	7,48	11,26
H_2O^-	2,24	1,88	
Разом	100,98	99,44	100,39

Сталість хімічного складу пояснюється тим, що пеліканіт утворився за рахунок польових шпатів. Процес пеліканізації відрізняється від процесу каолінізації тим, що окис силіцію при цьому не виноситься, а фіксується на місці у вигляді особливої форми опалу, що пронизує каолініт. Пеліканітові граніти мають закономірне поширення. Вони трапляються у місцях впливу магматичних процесів пізніших фаз на навкружні породи під час формування інтрузій. Основним фактором пеліканізації є пневматолітичні процеси. Крім перелічених районів, пеліканітові граніти відомі біля Житомира, на Поділлі, у Кіровоградській, Київській і Дніпропетровській областях.

Пеліканітові граніти місцеве населення широко використовує для будівництва печей. Певні фізико-механічні властивості пеліканітового граніту дали підстави для його місцевої назви «теплий камінь».

Коростенський складний плутон. Під цією назвою, услід за визначенням В. С. Соболєва (1947), характеризується складний комплекс магматичних порід, який об'єднує три їх серії, відповідні трьом фазам формування плутону. До першої належать осно́вні породи, серед яких головне місце займають лабрадорити. У другу фазу формування плутону відбулася інтрузія гранітів типу рапаківі; ці граніти майже оточують осно́вні породи. До наймолодшої фази відноситься утворення лужних

порід — егіринових сієнітів, які складають невеликий масив із сієніт-аплітів жильного залягання. Після невизначено довгої перерви у північно-західну частину Коростенського складного плутону відбулась інтрузія наймолодших гранітів — пержанського типу.

Увесь складний магматичний комплекс поширений у північному районі Українського кристалічного щита на площі понад 9000 *км*².

Раму Коростенського складного плутону становлять осадочно-метаморфічні породи тетерево-бузької серії архейського віку, граніти житомирського типу і молодші гранітні інтрузії, контакт з якими тек-



Рис. 36. Відслонення лабрадоритів у Володарськ-Волинському районі по долині р. Ірші.

тонічний. В. С. Соболєв вважає, що Коростенський плутон має, очевидно, плоску пластовидну або лінзовидну форму, потужністю в декілька кілометрів. Масиви давніших порід, поширених серед плутону, розглядаються як виступи підошви. Скиби давніх порід становлять залишки покрівлі цієї батолітоподібної інтрузії.

Генетичний ряд порід Волинської габро-лабрадоритової провінції В. І. Лучицький (1936) поділяв на групи: 1) ультраосно́вну, 2) осно́вну, 3) середню і 4) кислу. В межах розглядуваного району поширені три останні групи. Серед осно́вних порід Коростенського плутону В. С. Соболєв виділив такі групи: 1) лабрадорити, 2) габро-норитові породи, 3) габро-монцонітові породи, 4) дрібнозернисті породи типу габро-порфіритів і діабазів, 5) пегматоїдні утвори. До цього потрібно ще додати групу гібридних порід.

Лабрадорит — одна з найцікавіших порід перерахованого комплексу — в межах північно-західного району щита займає площу понад 500 *км*², у басейні рр. Ірші, Тростяниці та Ужу (рис. 36). За зовнішнім виглядом лабрадорити здавна поділяють на світлу і темну відміни. Серед них особливу цінність становлять ті, які мають сильну іризацію. Іризація, на думку більшості дослідників, зумовлена найтоншими пластинчастими включеннями ільменіту паралельно площинам спайності у кристалах плагіоклазу-лабрадору. У переважній більшості лабрадорит — мономінеральна порода. З інших мінералів, серед фемічних, у ньому

зустрічаються переважно піроксен, гіперстен та олівін. Помітну домішку становлять калійовий польовий шпат, кварц, апатит, іноді мірмекіт і кальцит. Серед постмагматичних мінералів у лабрадоритах відомі преніт, актиноліт, епідот, хлорит, серицит і сфен. Відповідно до цього хімічний склад лабрадоритів характеризують такі дані (В. С. Соболєв, 1947):

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	56,06	55,29	54,70	54,82	54,40	51,50	53,40
Al_2O_3	26,05	26,50	21,47	21,64	28,00	29,00	28,27
Fe_2O_3	0,80	0,74	2,22	1,13	0,80	4,80	0,73
FeO	0,60	0,90	2,43	4,68	—	—	—
MgO	0,12	0,75	2,38	1,30	0,40	2,26	0,90
CaO	10,03	9,19	9,60	9,36	10,20	6,60	8,60
Na_2O	5,25	4,61	4,47	3,60	4,47	4,15	4,38
K_2O	1,48	1,88	1,90	1,45	0,60	1,50	2,56
TiO_2	0,14	1,24	0,34	—	—	—	—
P_2O_5	0,08	—	0,06	—	—	—	—
H_2O	0,16	0,31	0,95	0,33	0,80	—	1,50
H_2O при $+110°$	—	0,08	—	—	—	—	—
Разом	99,77	101,49	100,52	98,31	99,67	99,81	100,34

Тут аналізовані породи: 1 — з турчинського кар'єру, 2 — з ксеноліту у граніті, с. Пінязевичі, 3 — з головинського кар'єру, 4 — з с. Добриня, 5 — з с. Турчинки, 6 — з с. Броду, 7 — з с. Васьковичів, басейн р. Шестерні.

Дальший тип порід, дуже поширений у межах Коростенського складного плутону,—це габро-норити і габро-монцоніти. Вони поступовими переходами пов'язані з лабрадоритом. Істотною особливістю їх є значна кількість кольорових і рудних мінералів, загальна кількість яких іноді становить майже 50% складу породи. Відслонення цих порід часто зустрічаються в басейні р. Ірші. Темні скелі їх здебільшого мають вигляд хаотично нагромаджених окремостей, що виникають у результаті розвитку тектонічних тріщин цих порід при процесах звітрювання.

Серед мінералів порід групи габро Соболєв вважає головними плагіоклаз, моноклінний піроксен, гіперстен та олівін. У залежності від кількості того чи іншого мінералу одержуються різновидності породи, близькі до нориту, габро та ін., але переважають олівінові габро-норити. З другорядних мінералів у складі порід цієї групи поширені магнетит, калійовий польовий шпат, біотит, іноді кварц і рогова обманка. З акцесорних мінералів значно поширений апатит. З вторинних мінералів часто трапляються хлорит-ідингситові та тальково-серпентинітові продукти заміщення олівіну і серицит — продукт розпаду плагіоклазу.

Вміст окремих хімічних сполук у габро-норитах відповідний до мінералогічного складу (див. таблицю на стор. 203, зверху) (В. С. Соболєв, 1947).

Близькі за складом до порід габро-норитової групи є породи габро-монцонітів (В. С. Соболєв, 1947) (див. таблицю на стор. 203, внизу).

Основні породи Коростенського складного плутону часто вміщають шліри і пересічені пегматитовими породами, що є утвореннями з залишкового розплаву основної магми. В. С. Соболєв вважає, що такі пегматити, як правило, збагачені на калійовий польовий шпат, кварц і кінець кінцем дають породи, відповідні гранітним пегматитам. Іноді утворюються шліри меланократових порід або пегматитові породи сієнітового складу.

Основні породи на контакті з гранітними завжди дуже змінені. Під впливом гранітної магми вони місцями перекристалізувалися і в біль-

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	52,42	5 ,56	49,13	50,14	49,29	53,89	49,57	50,71
Al_2O_3	15,19	17,67	18,48	15,65	15,36	17,41	15,87	16,52
Fe_2O_3	6,91	1,04	0,41	1,06	4,39	3,66	6,23	3,10
FeO	3,96	8,79	11,69	10,11	8,62	6,75	7,32	8,17
MnO	—	0,25	0,15	0,20	—	—	—	0,20
MgO	6,69	4,77	5,77	5,05	5,70	4,49	4,70	5,31
CaO	9,23	8,25	7,42	8,62	7,01	6,43	6,30	7,61
Na_2O	2,62	3,23	3,08	2,85	4,28	3,98	3,30	3,33
K_2O	1,77	0,93	1,09	1,19	1,48	1,56	1,92	1,42
TiO_2	0,76	2,43	1,61	2,47	1,92	0,90	3,87	1,97
P_2O_5	0,03	0,34	0,34	0,38	0,64	0,93	0,56	0,46
H_2O^+	0,77	0,19	0,07	0,17	0,96	1,00	0,37	0,50
H_2O^-	—	0,20	0,06	0,17	—	—	—	0,14
S	—	0,20	0,15	0,41	—	—	—	0,22
Cl	—	0,11	0,08	0,08	—	—	—	0,09
x	—	0,25	—	0,41	—	—	—	
Разом	100,35	99,21	99,53	98,96	99,65	101,00	100,01	—

1 — габро-норит з с. Сліпчиць; 2 — олівіновий норит з Володарська-Волинського; 3 — фореленштейн з Рудні-Гацьківки; 4 — олівіновий габро-норит з Володарська-Волинського; 5 — дрібнозернисте олівінове габро; 6 — грубозернисте олівінове габро з Володарська-Волинського; 7 — середньозернисте олівінове габро звідти ж; 8 — середнє з 7 аналізів для порід групи габро-норитів.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	54,50	52,20	52,16	55,98	49,76	51,82	53,04	44,20	46,16	47,34	46,28	50,32
Al_2O_3	13,67	14,67	14,60	11,77	11,31	14,76	14,71	15,88	14,37	14,03	15,62	14,13
Fe_2O_3	0,63	1,83	—	2,68	2,31	—	—	5,43	1,51	0,80	6,23	2,66
FeO	11,44	11,51	14,88	9,62	14,20	15,17	14,46	14,40	16,95	17,20	10,04	13,17
MnO	0,21	сл.	—	—	—	—	—	—	—	0,21	0,17	0,15
MgO	3,25	3,48	3,74	3,03	4,03	3,62	3,29	3,90	3,75	2,24	1,96	3,29
CaO	6,41	6,69	6,88	6,81	8,15	7, 4	6, 3	8,12	6,72	6,89	8,10	7,08
Na_2O	2,97	3,04	4,37	3,15	3,22	5,43	5,21	2,16	2,76	2,74	3,09	3,46
K_2O	3,07	2,49	1,81	2,53	1,97	1,37	1,67	1,26	1,96	2,34	1,77	2,02
TiO_2	2,18	2,55	1,72	2,65	2,83	1,05	2,20	1,96	3, 3	4,17	4,20	2,60
P_2O_5	0,46	0,83	—	0,91	0,96	—	—	1,51	1,25	1,07	0,85	1,02
H_2O^+	0,13	0,00	0,13	1,27	1,80	0,06	0,15	1,37	1,25	—	1,13	0,73
H_2O^-	0,15	0,11	—	—	—	—	—	—	—	0,05	0,42	0,19
S	0,25	0,23	—	—	—	—	—	—	—	0,30	—	0,26
Cl	0,12	0,08	—	—	—	—	—	—	—	0,10	—	0,10
x	0,16	0,52	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Разом	99,60	100,23	100,29	100,40	100,54	100,32	100,76	100,19	99,71	99,48	99,86	

1 — піроксеновий сієніт, Володарськ-Волинський; 2 — габро-сієніт, звідти ж; 3 — порфіроподібний габро-сієніт, р. Тростянець; 4 — монцоніт, Буки; 5 — олівін-ортоклазове габро, Буки; 6 — габро-монцоніт, Буки; 7 — порфіроподібний габро-монцоніт, Букни; 8 — олівінове габро, перехід до кенталеніту, р. Ірша; 9 — те ж, дрібнозерниста відміна; 10 — олівіно-піроксеновий сієніт, Володарськ-Волинський; 11 — олівінове габро, шлір у лабрадоритах в с. Паромівцях; 12 — середнє для порід групи габро-монцонітів.

шій або меншій мірі змінили свій склад. Гранітна магма, у свою чергу збагачена речовиною основних порід, дає початок контамінованим гранітоїдам. Ксеноліти основних порід серед молодших гранітів часто мають дуже великі розміри, а іноді являють собою останці основних порід, оточених молодшими породами гранітної магми. Основні породи, виявлені дрібнозернистими габро-норитами, на контактах часто

переходять в амфіболо-ортоклазове габро, кварцовий амфіболовий монцоніт тощо.

Усі ці процеси дуже ускладнюють загальну картину асоціації порід першої фази розвитку Коростенського складного плутону.

Граніти Коростенського плутону. В складі магматичних порід Коростенського плутону у другу фазу його розвитку найбільше поширення мають граніти так званого коростенського типу. Відслонення їх зустрічаються по долинах рр. Жерева та Ужу. В м. Коростені, в урочищі «Ольгині купальні», граніт виступає у вигляді масивних скель, розбитих на величезні окремості (рис. 37). У цих місцях зустрічаються велетенські казани, своєрідні природні ванни, що дали привід для вищезгаданої історичної назви їх. Вище порогів річка розливається широкими плесами.



Рис. 37. Відслонення гранітів коростенського плутону в долині р. Ужу «Ольгині Купальні» в Коростені. (Фото К. М. Варави).

Зовні коростенський граніт являє собою породу грубозернисту, в переважній більшості відслонень червоного, бурувато-червоного, рожевого, червонувато-зеленого кольору. У глибших горизонтах, у кар'єрах, забарвлення граніту темнішає і місцями стає майже чорним. Структура його теж змінна. Характерна для нього порфіровидна будова. Порфірові виділення завжди утворює калійовий польовий шпат. Порфіри розміром 1—2 *см* то розміщені один поряд одного густо, то зрідка розсіяні на загальному грубозернистому фоні породи. Порфірові виділення польового шпату мають іноді добру кристалічну огранку. Здебільшого вони округлі, становлять овоїди. Великі виділення найчастіше оточені плагіоклазовою облямівкою.

За зовнішніми ознаками і мінералогічним складом граніти коростенського типу поділяють на окремі відміни. За даними В. І. Лучицького (1936) це: 1) граніти гранофірові, іноді порфіроподібні, 2) червоні гранофірові амфіболові, 3) безовоїдні рапаківі-граніти, 4) діалагові рапаківі, 5) рапаківі дрібноовоїдні з відмінами мікропегматитовою і гранофіровою. В. С. Соболєв (1947) поділяє їх на три групи — ендоконтактні граніти і жили в основних породах, жильні породи в гранітах — граніт-порфіри, мікрограніти і апліти та пегматитові виділення. У групі власне гранітів виділяються відміна головна біотит-амфіболова і підгрупа біотитових гранітів. У дальшому в підгрупі біотит-амфіболових порід виділяються рапаківі та рапаківіподібні граніти, а в підгрупі біотитових гранітів — грубозернисті червоні відміни, пов'язані переходами з рапаківі. У цьому комплексі магматичних порід плутону біотит-амфіболові рапаківіподібні граніти найбільш поширені. Це здебільшого червонувата буруватосіра, іноді зеленувата аж чорна, грубозерниста або порфіроподібна порода. Мінералогічний склад коростенського граніту характеризують головні мінерали — мікроклін, плагіоклаз і кварц; фемічні — амфібол, біотит; акцесорні — циркон, апатит і флюорит. Серед вторинних мінералів відомі серицит, хлорит-ідингситовий мінерал та інші. Цей мінералогічний склад тотожний з мінералогічним складом справжнього рапаківі.

У комплексі магматичних порід Коростенського складного плутону ще поширені біотитові граніти. Вони відзначаються малою кількістю або й відсутністю амфіболу. За мінералогічним і хімічним складом ці породи близькі до граніт-порфірів і становлять перехідний ступінь від типових рапаківі до безовоїдних гранітів.

Під назвою рапаківі звичайно розглядають граніти порфіроподібної структури, які складаються з великих овоїдальних або огранованих кристалів калійового польового шпату, зцементованих середньозернистою основною масою. Головні мінерали в його складі — мікроклін, плагіоклаз і кварц; другорядні — забарвлений амфібол, безколірний грюнеритовий амфібол, біотит, олівін, моноклінний піроксен. З акцесорних мінералів поширені флюорит, циркон, апатит, магнетит і вторинні — ідингсит, серицит та кальцит.

Хімічний склад порід розглянутої групи споріднений. Його характеризують такі дані (В. С. Соболєв, 1947):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	68,93	70,94	71,65	71,25	71,96	76,08	75,36	74,46	74,51	74,16	75,06	73,43
Al_2O_3	13,84	13,24	14,08	13,93	13,18	11,26	10,76	14,00	13,35	12,58	12,51	13,31
Fe_2O_3	1,70	1,06	1,37	1,45	1,84	1,13	1,38	0,68	1,09	0,95	1,02	0,60
FeO	3,41	3,11	2,18	2,12	1,56	1,31	1,52	0,50	0,88	0,85	1,28	1,45
MnO	—	0,05	—	—	—	0,03	0,03	—	0,03	—	—	—
MgO	0,12	0,32	0,05	0,10	сл.	0,18	0,33	0,19	0,31	0,11	0,11	0,20
CaO	1,85	1,45	0,66	0,72	1,40	0,66	0,71	1,05	0,82	0,87	0,60	0,88
Na_2O	3,89	2,95	3,15	3,54	2,62	3,11	3,07	3,96	2,99	2,99	2,95	3,44
K_2O	5,51	5,35	6,12	5,66	4,52	5,12	5,46	5,10	5,40	5,90	5,59	5,88
TiO_2	—	0,40	—	0,17	0,30	0,22	0,25	—	0,21	—	—	—
P_2O_5	—	0,07	—	—	0,16	0,05	0,03	—	0,20	—	—	—
Ba	—	0,10	—	—	—	0,04	0,08	—	—	—	—	—
F	—	0,05	—	—	—	0,13	0,04	—	0,10	—	—	—
H_2O^+	0,94	0,49	0,84	0,34	0,69	0,78	0,62	0,50	0,48	0,75	0,81	0,67
H_2O^-	—	0,16	—	—	—	0,23	0,23			—	—	—
Разом	100,19	99,74	100,10	99,28	98,23	100,33	98,87	99,99	100,37	99,16	99,93	99,86

1 — рожевий радомишльський рапаківі, Малин; 2 — біотит-амфіболовий рапаківіподібний граніт, Лугини; 3 — граніт, Коростень; 4 — лизниківський граніт, Лизник; 5 — біотит-амфіболовий порфіроподібний граніт, кол. Острокь; 6 — грубозернистий біотитовий граніт, Рихта; 7 — середньозернистий біотитовий граніт, Ігнатпіль; 8 — розсохівський граніт, х. Розсохівський; 9 — дрібнозернистий біотитовий граніт, с. Млини; 10 — мікропегматитовий дрібноовоїдний рапаківі (граніт-порфір), Малин; 11 — рівномірнозернистий безовоїдний рапаківі-граніт, жила в рапаківі, Малин; 12 — рожевий порфіроподібний граніт, Гамарня (Малинського району).

З гранітами Коростенського плутону часто пов'язані значні за розмірами пегматитові утворення. За класифікацією О. Є. Ферсмана, вони належать до топазового підтипу. Поширення пегматитів закономірне. Вони зосереджені переважно в контактній зоні гранітів коростенського типу і порід гарбо-лабрадоритової групи. Залягають пегматити найчастіше у вигляді жил або гнізд більшого чи меншого розміру. Гнізда, здебільшого, являють собою роздуви жил. У пегматитах часто зустрічаються великі кристали кварцу і калійового польового шпату. Серед головних мінералів, крім згаданих, ще зустрічаються: альбіт, біотит, хлорит, топаз, флюорит, халцедон та опал. Серед другорядних і рідких мінералів зустрічаються турмалін, епідот, гематит, лімоніт, халькопірит, барит, циротин, арсенопірит, пірит.

Коростенський складний магматичний комплекс північно-західного району Українського кристалічного щита характеризується винятковою різноманітністю поширених у його межах мінералів та кристалічних порід. Аналогічне утворення становить також складний плутон у Корсунь-Новомиргородському районі. Дальше вивчення петрології цих плутонів допоможе розв'язати ряд загальногеологічних питань походження магматичних порід і, зокрема, петрології та структури щита.

У Північно-західному районі Українського кристалічного щита значну площу — понад 1500 *км²* — займають породи *осницького інтрузивного комплексу.* На думку М. П. Семененка, ці породи молодші за овруцьку серію, оскільки вони включають клесовіти — гранітизовані овруцькі кварцити. Цієї думки не поділяє Л. Г. Ткачук (1954). Він вважає їх давнішими за тільки-но розглянутий комплекс порід Коростенського плутону. Ю. Ір. Половинкіна (1954) синхронізує утворення цих гранітів з епохою складчастості криворізького комплексу, тобто вважає їх теж старішими за рапаківіподібні породи. Однак наявність в осницьких гранітах ксенолітів порід овруцького комплексу суперечить цим припущенням. Для розв'язання цієї проблеми потрібно провести спеціальне вивчення осницького батоліту.

Осницький граніт — це, здебільшого, одноріднозерниста, часом порфіроподібна, порода з білими агрегатами кварцу і бузково-сірими зернами його. Колір осницьких гранітів змінний — від сірого, темносірого, до рожевого різної густини. Головні породоутворюючі мінерали — кварц, польові шпати, біотит та рогова обманка; серед акцесорних — апатит, циркон, титаніт, магнетит, ільменіт, рутил, рідко флюорит тощо; вторинні мінерали — кальцит, серицит, епідот та хлорит.

Отже, за мінералогічним складом осницький граніт мало відрізняється від інших гранітів району. Проте він не тотожний ні з одною з розглянутих вище трьох генерацій порід цієї групи.

Овруцький осадочно-метаморфічний комплекс. Наймолодший осадочно-метаморфічний комплекс у межах північно-західного району Українського кристалічного щита поширений в околицях м. Овруча. Осадочно-метаморфічні породи цього комплексу залягають у вигляді ізольованого острова, видовженого в широтному напрямку і широко відомого під назвою Овруцького кряжа. Кряж значно виступає над прилеглими просторами Поліської низини. Його погорбовані висоти густо пересічені глибокими ярами. Кряж становить релікт лесового краєвиду серед поліських піщаних просторів, що зберігся від розмивів під час polісько-валдайського зледеніння. У північній частині відклади овруцької осадочно-метаморфічного комплексу зрізані скидом, опущені, очевидно, на значну глибину.

Структурні взаємовідношення овруцького осадочно-метаморфічного комплексу з кристалічними породами Північно-західного району щита досі лишаються нез'ясованими. Безперечне лише те, що вони перекривають граніти Коростенського плутону і самі інтрудовані гранітами осницького типу.

Особливості залягання цього комплексу свідчать про те, що овруцька осадочно-метаморфічна товща являє собою залишок найдавнішого осадочного покриву на кристалічному фундаменті в південно-західній частині Російської платформи. Комплекс верств овруцької серії утворився у пониженнях і западинах кристалічного фундаменту платформи.

Серед порід овруцького комплексу переважають кварцити й пірофілітові сланці.

Овруцькі кварцити залягають горизонтально або, рідше, виявляють невиразну складчастість з простяганням складок у близькому до широтного, північно-східному напрямку. Це складки платформеного типу.

Кварцит має червоний, рожевий, а то й зовсім світлий колір. Складений він, головне, з округлих зерен кварцу, відроджених відкладанням на їх поверхні вторинного кварцу. Ці відкладення виповнюють порожнечі між кварцовими зернами і становлять цемент кварциту. Інші мінерали, крім кварцу, в овруцьких кварцитах майже не зустрічаються. Кварцити переверствовуються з тонковідмуленими і сильно метаморфізованими пірофілітовими сланцями. Сланці мають таке ж забарвлення, як і кварцити, з якими разом вони залягають. Пірофілітові сланці становлять цінну породу каменю, придатну для виробництва предметів широкого вжитку, виготовлення різних архітектурних деталей і т. д. Використовуються вони уже протягом тисячоліть.

На поверхні наверствування порід овруцької осадочно-метаморфічної серії часто зустрічаються вітроприбійні знаки. Це дало привід для припущення про пустинне їх походження.

Дайкові породи північно-західного району Українського кристалічного щита. Дайкові породи дуже поширені в басейні рр. Уборті, Ужу та Ірші. Вони пересікають породи різного віку і мають різний склад. Вивчення дайкових порід провадили І. В. Мушкетов, О. П. Карпінський, В. Ю. Тарасенко, В. М. Чирвінський, Л. Г. Ткачук, І. С. Усенко, І. Л. Личак, В. С. Соболєв, особливо докладно В. І. Лучицький (1936). За характеристикою Лучицького, усі дайкові породи північно-західної частини УРСР мають характер типових лужноземельних порід. Вони виявлені різноманітними породами, починаючи від основних, близьких до базальтів та олівінового діабазу, і кінчаючи кислими мікрогранітами.

Серед дайкових порід особливо поширені діабази різних відмін. Вони відомі в багатьох місцях — амфіболовий діабаз у Коростишеві, мікродіабаз в сс. Анжеліні і Яблунці, близькі до діабазу авгітові порфірити в с. Барашах. В околицях с. Васьковичів відслонюються волиніти, що є, за визначенням В. С. Соболєва, габро-норитовими порфіритами. Головні мінерали основної маси їх — плагіоклаз, гіперстен, моноклінний піроксен і магнетит. Як домішка присутні рогова обманка, біотит, калійовий польовий шпат і апатит. Структура цієї породи наближається до долеритової. Таку ж структуру має основна порода — габро-монцонітовий порфірит, що відслонюється вище Гути-Потіївської. По долині р. Тростяниці в районі с. Михайлівки відома жила діабазового порфіриту товщиною 2 *м*, що січе гнейси і граніти житомирського типу. По р. Ірші відомі жили, які січуть лабрадорити. В. С. Соболєв припускає, що кварцові порфіри проривають овруцькі кварцити в околицях с. Збранки.

Хімічний склад дайкових порід Північно-західного району кристалічного щита відбитий в таблиці на стор. 208 (за В. І. Лучицьким, 1936).

Вік дайкових порід визначали в останній час І. С. Усенко та І. Л. Личак. Головна маса їх, очевидно, утворилася в період формування Коростенського складного плутону і, особливо, в час утворення роз-

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	64,75	—	16,06	2,43	5,72	0,34	3,15	2,64	4,63
2	64,46	3,09	15,14	3,40	6,25	2,04	5,34	4,36	2,12
3	53,42	0,85	15,08	17,13		2,27	8,72	3,25	сл.
4	52,67	3,46	12,00	5,13	11,25	1,25	6,25	4,35	2,32
5	52,15	—	25,59	5,65		2,47	6,30	5,54	1,58
6	49,10	1,96	19,84	3,46	8,62	2,51	8,95	2,72	0,52

1 — ортофір, Суха Воля; 2 — грубозернистий діабазовий порфірит (волиніт), Бобриця; 3 — базальт; 4 — діабаз, Анжеліна; 5 — волиніт, Овруцький район, 6 — базальт, Берестовець.

ломних дислокацій та посиленої постдокембрійської вулканічної діяльності на Волині.

Склад порід кристалічного фундаменту в північній частині Української РСР і прилеглих районах Білоруської РСР поза межами щита, де вони залягають на значній глибині, тотожний зі складом порід у межах відслоненої частини платформи. За даними Є. М. Махліна (1952), свердловина в Пінську виявила докембрійський фундамент під польовошпато-кварцовими пісковиками і глинами умовно ранньокембрійського віку. Породи докембрійського віку представлені сірими середньозернистими, місцями порфіроподібними, роговообманково-біотитовими гранодіоритами. Мінералогічний склад їх досить витриманий. Головні мінерали — плагіоклаз, мікроклін, кварц, біотит і рогова обманка. Другорядні мінерали — апатит, сфен та деякі рудні. Серед вторинних виявлені серицит, кальцит, лейкоксен, глинисті і епідотоцоїзитові мінерали. Махлін вважає, що пінський гранодіорит, як і граніт з мінської свердловини, має своїх аналогів серед гранітоїдних порід Українського кристалічного щита, і відносить їх до нижнього архею.

На північний схід від кристалічного щита докембрійський кристалічний фундамент виявлений свердловиною в районі м. Путивля на глибині 970 *м* і свердловиною в районі м. Чернігова на глибині 2751 *м*. За даними І. С. Усенка, свердловина в Путивлі виявила біотито-гіперстеновий гнейс. Його структура типова, гранобластова. Свердловина в районі Чернігова заглибилась у докембрійські породи, які представлені осадочно-метаморфічними, магматичними і змішаними породами. Вони сильно звітрілі, у значній мірі каолінізовані, карбонізовані й іноді серицитизовані. Серед цих порід переважає дрібнозернистий біотито-гранатовий і силіманіто-андалузитовий гнейс. Магматичні породи являють собою аплітоїдний сірий, частково рожевий граніт, що у вигляді прожилків січе гнейси і мігматити.

Наведені дані ще раз підтверджують складну будову кристалічного фундаменту південно-західної частини Російської платформи, аналогічну в межах щита і западин.

5. ЦЕНТРАЛЬНИЙ, АБО ТЕТЕРЕВО-БУЗЬКИЙ, РАЙОН УКРАЇНСЬКОГО КРИСТАЛІЧНОГО ЩИТА

Центральна частина Українського кристалічного щита займає обширну територію, що простягається на південний схід від долини Тетерева і верхів'я Случі до меридіана м. Первомайська. У напрямку видовження цього району протікає Південний Буг; східною межею його вважається долина Синюхи, видовжена в меридіональному напрямку і розміщена в зоні розлому, де спостерігається виняткова різноманітність кристалічних порід і зміна їх типів. З заходу на схід Центральний район кристалічного щита поширюється від Дністра до Дніпра.

Поверхня докембрію у межах центрального району дуже нерівна. У зв'язку з цим відслоненість кристалічних порід нерівномірна і, в цілому, ще менш задовільна, ніж відслоненість їх у Північно-західному районі. Подекуди поверхня кристалічних порід занурена на велику глибину. Такі пониження мають тектонічне походження і являють собою звичайно грабени. Вони особливо поширені в зоні розломів. Прикладом може бути Болтиський грабен, розташований західніше м. Сміли.



Рис. 38. Відслонення мігматиту в околицях м. Тального. (Фото І. С. Усенка).

У межах Центрального району кристалічні породи відслонюються лише по долинах річок. Найкращі відслонення спостерігаються по долинах Росі, Гірського та Гнилого Тікичів, Синюхи, Південного Бугу і Дністра. Скелі кристалічних порід займають нижні частини схилів і на характер краєвидів вододільних просторів майже не впливають (рис. 38). Недостатня відслоненість кристалічних порід утруднює висвітлення їх геоструктурних взаємовідношень і петрології.

У будові центральної частини Українського кристалічного щита беруть участь породи різного складу та віку. На підставі аналізу геоструктурних взаємовідношень окремих типів кристалічних порід і літературних даних, у будові дніпро-бузької частини щита виділяються: дніпровський осадочно-метаморфічний комплекс та магматичний комплекс сірих, чудново-бердичівських гранітів; тетерево-бузький осадочно-метаморфічний комплекс і формація метабазитів та ультрабазитів; чарнокітова формація та уманський магматичний комплекс.

АРХЕЙСЬКА ГРУПА

Дніпровський осадочно-метаморфічний комплекс. Основу центральної частини кристалічного щита становить потужна товща осадочно-метаморфічних порід, серед яких переважають гнейси різного мінера-

логічного складу. Цю товщу, як відомо (Український кристалічний масив, карта, 1947), поділяють на три серії різного віку: 1) катапарагнейсову, 2) дніпро-слуцьку і 3) тетерево-бузьку. Ю. Ір. Половинкіна (1954) вважає гнейсову формацію стратиграфічно єдиною. За петрографічними ознаками можна говорити про їх переважні типи: а) біотитові гнейси, часто з гранатом; їм підпорядковані відміни, що рідко трапляються, гнейси з кордієритом, силіманітом або ставролітом; і б) піроксено-плагіоклазові і амфіболо-плагіоклазові гнейси й амфіболіти, серед яких місцями з'являються кристалічні вапняки. Ю. Ір. Половинкіна також вважає, що гнейси являють собою метаморфізовану товщу осадочних порід, від переважно глинистих (біотитові і гранато-біотитові гнейси) до мергелистих і вапнякових (піроксено-плагіоклазові гнейси і кристалічні вапняки). Крім осадочних порід, у цю товщу ввійшли ефузивні породи — порфірити, що в процесі метаморфізму дали амфіболіти і, очевидно, частково піроксено-плагіоклазові гнейси.

Рівень вивченості осадочно-метаморфічних порід Українського кристалічного щита дозволяє більш точно визначити послідовність утворення порід у порівнянні з тим, що пропонує Ю. Ір. Половинкіна. Різниця в петрографічному складі осадочно-метаморфічної товщі центральної частини щита відповідає взаємовідношенням осадочно-метаморфічних порід і за віком. Крім того, різні за віком дніпро-бузький і тетерево-бузький осадочно-метаморфічні комплекси дещо поділені і просторово. Дніпро-бузький комплекс об'єднує серії катапарагнейсів і дніпро-слуцьку. Це переважно біотит-плагіоклаз-піроксенові, біотит-гранат-кордієритові та мігматити біотито-плагіоклазових гнейсів. З цим комплексом пов'язані синтектонічні з ними сірі кордієрито-гранатові граніти чудново-бердичівського типу. Гнейсова дніпровська формація особливо поширена в придніпровській частині кристалічного щита. Її особливості найбільш повно виявлені на протязі між долинами Тетерева і верхньої течії Синюхи. Значне поширення мають породи цього комплексу також у Кіровоградській області. Однак слід підкреслити, що на південний схід від долини Синюхи, розміщеної в зоні розломів щита, стратиграфічні і просторові взаємовідношення кристалічних порід порушені. Увесь кіровоградський блок докембрію значно зміщений у північно-північно-східному напрямку відносно центральної частини щита і, очевидно, повернутий навколо своєї осі на північний захід. Уціліла в межах центральної частини область поширення найдавнішого осадочно-метаморфічного комплексу становить південно-західне відгалуження якоїсь давньої складчастої системи, розчленованої розломами і зануреної протягом палеозойської ери в глиб Дніпровсько-Донецької западини. Цей комплекс, незважаючи на його велику давність, не є первісним осадком сіалічної земної кори. Однак ще давніший субстрат, на якому формувались осадки, з яких утворився розглядуваний осадочно-метаморфічний комплекс, не відомий. Ближче до долини Південного Бугу, десь у напрямку Шепетівка—Остропіль—Калинівка—Липовець — Умань, проходить тектонічний контакт придніпровської і прибузької частин центрального району кристалічного щита. Прибузька частина становить окраїну давньої складчасто-інтрузивної зони, зміщеної вздовж площі сколювання на північний схід, у бік Придніпровської структури. У будові цієї частини кристалічного щита, крім дніпровського осадочно-метаморфічного, бере участь молодший, тетерево-бузький осадочно-метаморфічний комплекс. Однак стратиграфічні і географічні межі їх поширення ще не ясні і потребують дальшого спеціального дослідження.

Гнейси і їх мігматити в придніпровській частині центрального району щита вивчали В. І. Лучицький, В. М. Чирвинський і, особливо докладно, Л. Г. Ткачук. В. І. Лучицький (1947) відзначав, що по

долині Гнилого Тікича біля Звенигородки і по Дніпру в районі Кременчука поширені гнейсоподібні породи, що в літературі безпідставно визначались як окремий тип звенигородсько-кременчуцького гранодіориту. Найдавнішими породами в Придніпров'ї, на думку Лучицького, слід вважати темносірі дрібнозернисті роговообманкові і біотито-плагіоклазові гнейси. Серед порід, пов'язаних з гнейсами, Лучицький відзначає також мігматити; їх він виділив ще в 1910 р. Цей дослідник твердив,



Рис. 39. Контакт гранітів і гнейсів (темні) в долині Гірського Тікича, нижче м. Тального. (Фото І. С. Усенка).

що в межах кристалічного щита встановлена наявність усіх типів мігматитів і метасоматичних порід різного віку, то смугастих, у формі ін'єкційних гнейсів, іноді тонкосмугастих з переходами у стрічкоподібні гнейси, то з утворенням еруптивних брекчій, артеритів, венітів, небулітів тощо. В їх складі, за спостереженнями Лучицького, значну роль відіграють рожеві аплітоїдні граніти (рис. 39).

Докладну характеристику гнейсів з рік Гірського і Гнилого Тікичів дав Л. Г. Ткачук. Він поділяє їх на парагнейси — давніші, і ортогнейси — молодші. З окремих відмін гнейсів, що їх описав Ткачук, відзначаються такі. Перша відміна — чорні або темносірі дрібнозернисті біотитові та біотито-гранатові, що мають добре виявлену плитчасту окремість. Мінералогічний склад її одноманітний. Головні мінерали — ортоклаз, кислі плагіоклази, кварц, дрібні листочки біотиту, рідше гранат; другорядні (акцесори) нечисленні — апатит, циркон, магнетит і, в окремих місцях, сульфіди. Хімічний склад цих гнейсів, за даними В. М. Чирвінського, відбитий тут у таблиці.

	1	2	3
SiO_2 . . .	59,32	57,71	67,82
TiO_2 . . .	0,82	—	0,57
Al_2O_3 . .	18,22	18,51	17,43
Fe_2O_3 . .	2,51	3,50	1,11
FeO . . .	5,87	6,25	3,23
MnO . .	0,09	—	0,05
MgO . . .	4,54	4,16	1,80
CaO . . .	3,16	2,99	2,74
Na_2O . . .	2,05	2.95	2,09
K_2O . . .	2,40	2,51	1,70
H_2O . . .	0,09	0,73	1,04
Разом	99,07	99,31	99,58

1—гранато-біотитовий гнейс, нижче м. Тального; 2 — те ж саме; 3 — біотитовий гнейс, с. Криве Коліно.

Друга відміна — чорний, дрібно- та середньозернистий амфіболо-біотитовий та плагіоклазовий гнейс, відомий переважно

за ксенолітами та пачками, у вигляді яких він залягає серед гранітів. У його складі переважають андезит, рогова обманка, біотит, кварц, магнетит, апатит, епідот тощо. До ортогнейсів Л. Г. Ткачук зачислив темносірий роговообманково-біотитовий і рожевий середньозернистий гнейси. Темносірий роговообманково-біотитовий гнейс становить сланцювату породу, в складі якої багато сіруватобілого та світлосірого польового шпату, чорних зерен рогової обманки, листочків біотиту і зерен кварцу, з другорядних мінералів — апатиту, сфену та магнетиту. З вторинних мінералів відомі епідот та хлорит. Друга відміна гнейсу складена з рожевих або червонуватих кристалів польового шпату, темносірого кварцу, листочків біотиту. Хімічний склад цих порід, за даними Л. Г. Ткачука. такий:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	55,35	55,80	48,59	49,29	48,12	63,78	77,64	74,77	71,84	71,20
TiO_2	—	0,70	—	2,15	1,55	—	0,05	—	—	1,06
Al_2O_3 . . .	17,25	17,18	16,65	13,46	20,86	15,54	12,27	14,04	15,65	13,26
Fe_2O_3 . . .	5,22	2,51	2,10	1,16	1,18	1,49	1,15	0,57	0,93	1,82
FeO	4,74	4,99	10,93	15,07	9,40	3,75	0,69	0,41	1,20	2,38
MnO . . .	—	0,24	—	0,33	0,15	—	0,08	—	—	0,06
MgO	4,13	3,34	7,67	5,24	5,86	3,19	0,16	сл.	0,05	1,30
CaO	7,65	6,46	10,91	9,10	9,43	4,42	1,88	0,90	2,07	2,60
Na_2O . . .	3,76	4,21	1,50	2,09	3,36	4,13	3,22	3,56	4,29	2,84
K_2O	1,55	1,84	0,40	0,91	сл.	1,92	3,13	6,19	3,95	3,30
P_2O_5	—	0,41	—	—	0,067	—	сл.	—	—	0,13
H_2O^+ . . .	—	2,26	0,80	1,84	0,20	1,10	0,27	0,32	0,51	0,62
Разом	99,65	99,94	99 55	100,64	100.17	99,32	100,54	100,76	100,49	100,57

1 — амфіболо-біотито-плагіоклазовий гнейс, с. Березівка; 2 — те ж, м. Буки; 3 — амфіболіт, м. Тальне; 4 — те ж, нижче Тального; 5 — те ж, нижче с. Кривого Коліна; 6 — темносірий роговообманково-біотитовий гнейс, м. Буки; 7 — рожевий гнейс, Тальне; 8 — те ж, Кордишівка; 9 — рожевочервоний гнейс, нижче с. Білі Млини; 10 — рожевосірий гнейс, с. Довгеньке.

Давні гнейси мають значне поширення на Побужжі. Межі між нижньоархейським осадочно-метаморфічним і молодшим за віком тетерево-бузьким комплексами там не виразні. У переважній більшості відслонень давні гнейси виявляють яскраві ознаки впливу магми. Збагачені на нові мінеральні маси гранітної магми, вони утворюють різноманітний і складний ряд гібридних порід, мігматитів. Відслонення мігматитів у районі, що розглядається, дуже поширені. Інтрузії гранітів мають різні розміри. Головна роль у визначенні геоструктурних особливостей придніпровської частини центрального району кристалічного щита належить велетенському масиву гранато-кордієритового граніту. Він видовжений з північного заходу на південний схід від верхів'я Тетерева (Чуднівський район) на Бердичів, Козятин і далі в басейн р. Гірського Тікича, в напрямку на м. Буки. Структура масиву конкордантна, форма — видовжена в тому ж напрямку, що й навкружні, тобто вміщаючі його, гнейси й мігматити. Отже, складчасті структури давнього осадочно-метаморфічного комплексу Придніпров'я і масив сірого гранато-кордієритового, чудново-бердичівського, граніту є утворення синтектонічні.

Чудново-бердичівський кордієрито-гранатовий граніт. Під назвою бердичівських гранітів К. М. Феофілактов (1851) виділив своєрідну породу, поширену в басейні р. Гнилоп'яті. Далі ці граніти описав В. І. Лучицький, а пізніше, коли з'ясувалася площа їх поширення, магматичний

комплекс з особливостями бердичівського граніту стали описувати під назвою чудново-бердичівського.

Область поширення кордієрито-гранатових гранітів простягається з північного заходу на південний схід у напрямку Шепетівка — Полонне — Любар — Бердичів — Козятин. По Случі, в районі Любара, шепетівський масив відокремлений від бердичівського значним розвитком гібридних порід. В основній своїй масі бердичівський граніт утворює наче масив, видовжений майже в широтному напрямку з північного заходу на південний схід. Структурно масив граніту чудново-бердичівського типу конкордантний з вміщаючими породами осадочно-метаморфічного комплексу. На цій підставі весь район поширення складчасто-інтрузивного комплексу розглядали як залишки антиклінорію давнього складчастого спорудження, на який він дійсно схожий. У зоні контакту з вміщаючими осадочно-метаморфічними породами чудново-бердичівські граніти мають численні ксеноліти, іноді зональної будови. У зоні взаємовпливів гранітної магми і вміщаючих порід ці граніти часто бувають збагачені на силіманіт і графіт за рахунок контамінації гранітної магми глинистими, часто вміщаючими вуглець, масами осадочного походження. Такі відміни гранітів стають подібні до чарнокітів. В. І. Лучицький виділив їх під назвою *кінцигітів*.

Гранато-кордієрито-біотитові граніти чудново-бердичівського типу забарвлені в сірий, різної інтенсивності, колір. У переважній більшості ці граніти середньо-, грубо- або рівномірнозернисті. У зв'язку з залученням (явища контамінації) та асиміляцією речовини зовні вони бувають різнозернисті, часто дрібнозернисті і порфіроподібні. Головні складові мінерали гранато-кордієрито-біотитових гранітів—мікроклін з різновиявленою пертитовою і мікропертитовою структурою, олігоклаз, з коливанням від олігоклаз-альбіту до олігоклаз-андезину, що вважається нормальним для складу сірих гранітів. Кварц наявний у значній, але несталій кількості і включає мірмекіт. Темноколірні мінерали в чудново-бердичівських гранітах значно поширені. Серед них особливо багато біотиту. Піроксену і рогової обманки в цих гранітах майже немає; вони трапляються як залишки асимільованих осадочних порід у периферійній зоні масиву. Найбільш характерні для чудново-бердичівського граніту, на думку Лучицького, мінерали—гранат, кордієрит, силіманіт та графіт — наявні там у різних кількостях. Гранат має вигляд неправильних ізометричних зерен, блідорожевого кольору, цілком ізотропних. Кордієрит також трапляється у вигляді неправильних зерен. Вони безбарвні й прозорі, з показниками заломлення проміння, близькими до таких для кварцу. У менш свіжих зразках гранато-кордієрито-біотитового граніту можна спостерігати продукти звітрювання, представлені переважно агрегатами сериціту, що виповнюють невеликі тріщинки. В цілому, за висновками Лучицького, для сірих гранітів характерний склад мінералів, який зустрічається в магматичних породах — парагенезис кварц — мікроклін — олігоклаз — біотит, і одночасно наявні контамінаційні мінерали, характерні для продуктів перекристалізації осадків, збагачених глиноземом, окисом магнію і вуглецем — парагенезис гранат — біотит — кордієрит. Крайнім виявом контамінованих і гібридизованих порід вважаються чарнокіти, в утворенні яких видатну роль відігравала магма тих же сірих гранітів.

	Чуднів	Котельва
SiO_2 . . .	65.48	65,08
Al_2O_3 . . .	15,94	16,30
Fe_2O_3 . . .	1,46	1,80
FeO . . .	2,72	3,25
CaO . . .	1,99	2,73
MgO . . .	1,83	2,28
K_2O . . .	6,48	4,61
Na_2O . . .	3,53	3,73
H_2O . . .	0,95	0,72
Разом	100,38	100,50

Хімічний склад сірих гранато-кордієрито-біотитових гранітів, за визначенням К. І. Тимофеєва, відбитий у вміщеній тут таблиці.

Північно-західну частину області поширення чудново-бердичівського граніту становить Шепетівський район. Шепетівський інтрузив є наче крайовою фацією масиву біотито-гранатового граніту і складений з *гранодіориту*. Поширення його виявлене в районі Шепетівки, східніше — в околицях сс. Судилкова, Климентовичів, Нової Рудні. За зовнішнім виглядом шепетівський гранодіорит нагадує граніти чудново-бердичівського типу. Це порода сірого або темносірого кольору, середньозерниста, масивної текстури, яка зрідка виявляє смугастість від тиснення. В його складі переважають плагіоклаз, мікроклін, ортоклаз, кварц, біотит, апатит, сфен, епідот, магнетит, хлорит і, рідко, рогова обманка. Збільшення останньої спостерігається у місцях асиміляції та в ксенолітах. Гранати та кордієрит у шепетівському гранодіориті не спостерігаються.

Хімічний склад цих порід, на думку деяких дослідників, сталий і характеризується наведеною табличкою (за М. І. Безбородьком, 1935).

	Нова Рудня	Судилків
SiO_2	61,98	66,12
Al_2O_3	19,05	16,59
Fe_2O_3	1,77	1,20
FeO	3,12	3,14
CaO	3,34	3,56
MgO	1,16	1,36
K_2O	3,88	4,31
Na_2O	4,10	3,47
H_2O	0,88	0,15
Разом	99,28	99,90

Гранодіорити дуже поширені також у басейні р. Тетерева, зокрема недалеко від Козіївки. Там відслонюється грубозернистий жовтуватосірий біотитовий гранодіорит, іноді порфіроподібний, як і навкружні коростишівські граніти.

Значну площу відслонення гранодіоритів займають по Тетереву між сс. Денешами і Високою Піччю, вище Житомира. Високі скелі їх нависають над рікою, утворюють на ній пороги і водопади. Вперше ці породи під назвою піроксенових сієнітів описав В. Ю. Тарасенко (1890)); пізніше їх під назвою роговообманкового граніту характеризував Й. А. Морозевич (1893) і як гранодіорит докладно розглянула Н. К. Ненадкевич-Говорова (1930). Ця порода масивна, часто смугаста, середньозерниста, колір світлосірий з темними від рогової обманки плямами. Мінералогічний склад гранодіориту такий: мікроклін, плагіоклаз, ортоклаз, кварц, біотит, рогова обманка, сфен, апатит, піроксен, рудні, епідот та хлорит.

Хімічний склад гранодіориту з Тригір'я:

SiO_2	64,61	MgO	1,88
TiO_2	0,45	K_2O	4,03
Al_2O_3	16,86	Na_2O	4,66
Fe_2O_3	0,57	P_2O_5	0,18
FeO	3,54	H_2O	0,84
CaO	3,03	Разом	100,65

Незважаючи на велике поширення, чудново-бердичівські граніти вивчені ще дуже мало, недостатньо висвітлені взаємовідношення їх з вміщаючими породами. Потребують уточнення їхні петрографічні особливості.

Тетерево-бузький осадочно-метаморфічний комплекс. Тетерево-бузький осадочно-метаморфічний комплекс та пов'язана з ним формація метабазитів і ультрабазитів становлять одну з найцікавіших особливостей центрального району кристалічного щита. Цей комплекс відкладів, як правильно їх визначає І. С. Усенко (1953), утворився в умовах геосинкліналі, яка на місці сучасного щита існувала в ранньоархейський час. У цій геосинкліналі магматична діяльність мала дві фази. В першу, доскладчасту, фазу утворилися інтрузивні поклади, силли та магматичні покриви серед гнейсового комплексу. Разом з гнейсами вони беруть участь у будові складчастої системи північно-західного

простягання. З формуванням складчастих структур пов'язані прояви магматичної діяльності другої фази, в яку утворилися найдавніші магматичні породи гранітного ряду. Петрографічні особливості тетерево-бузького осадочно-метаморфічного комплексу вивчали Л. Г. Ткачук і В. І. Лучицький. Найдавнішу групу серед них становлять піроксено-плагіоклазові гнейси, розвинуті в області поширення подільського чарнокіто-норитового комплексу. Л. Г. Ткачук виділяє два райони поширення давніх гнейсів. В басейні Південного Бугу і Дністра (Вінниця — Первомайськ) переважають піроксено-плагіоклазові гнейси, а в басейні Собі поширені амфіболо-плагіоклазові гнейси.

Піроксено-плагіоклазовий гнейс являє собою дрібнозернисту породу темносірого або зеленуватого забарвлення, масивну, роговикоподібну, часом смугасту. Складається з плагіоклазу, залізистого піроксену та діопсиду, кварцу, біотиту, гранату, рогової обманки, магнетиту, іноді з графітом. За складом серед цієї групи виділено відміни гнейсів гіперстено-плагіоклазових, гіперстен-діопсид-плагіоклазових, діопсид-плагіоклазових та гіперстен-діопсид-плагіоклазових з амфіболом. У гнейсах корінного залягання відмічається малий вміст біотиту та кварцу. На ці мінерали дуже збагачені гнейси, що залягають у вигляді ксенолітів. Гнейси цієї групи, на думку Ткачука, утворилися в умовах катазони метаморфізму. Амфіболо-плагіоклазові гнейси є, на його думку, продуктом перетворення того ж або дуже близького за складом вихідного матеріалу в умовах мезозони метаморфізму.

Хімічний склад гнейсів цієї групи за Л. Г. Ткачуком такий:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	56,37	51,40	50,90	49,52	48,70	45,28	48,52	48,50	49,48	52,50
TiO_2	—	1,05	1,13	—	0,68	—	0,71	—	—	—
Al_2O_3	15,48	17,35	16,98	14,83	19,53	21,01	21,48	21,05	19,24	14,21
Fe_2O_3	1,88	3,97	3,33	23,52	2,17	19,94	8,07	3,07	2,86	3,40
FeO	9,81	8,41	7,50	—	6,82	—	10,41	7,15	5,73	7,38
MgO	4,25	5,43	6,01	3,92	5,68	4,64	2,53	5,72	4,51	6,72
CaO	8,27	4,90	10,73	5,49	12,20	5,18	3,35	8,47	7,83	10,33
MnO	—	0,45	0,24	—	0,16	—	0,21	—	—	—
Na_2O	3,59	2,46	1,86	1,82	1,20	1,72	2,73	2,87	3,16	3,10
K_2O	0,72	3,86	0,58	0,80	1,92	1,56	1,63	2,32	1,43	1,20
Cr_2O_3	—	—	0,16	—	—	—	—	—	—	—
SO_3	—	0,45	0,13	—	—	—	0,59	—	—	—
CO_2	—	—	0,16	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	0,57	0,52	—	—	—	0,13	—	—	—
В. п. п.	—	0,35	0,50	—	0,70	1,03	0,22	0,85	5,54	0,91
Разом	100,37	100,65	100,26	99,90	99,76	100,36	100,58	100,00	99,78	99,75

Піроксено-плагіоклазові гнейси: 1—с. Чудинці, Південний Буг, 2—Славський кар'єр, Первомайськ, 3—с. Солгутове, Південний Буг, 4—м. Вінниця, 5—с. Струнків, Південний Буг, 6—правий берег Південного Бугу, 7—амфібол-піроксен-плагіоклазовий гнейс, м. Первомайськ, 8—амфіболо-плагіоклазовий гнейс, с. Ботвинівка, 9—те ж, с. Бондурі, 10—те ж, м. Дашів.

Особливо цікавий склад тетерево-бузького осадочно-метаморфічного комплексу по р. Південному Бугу від с. Хащеватого до м. Первомайська. В цьому районі значне простягання має смуга, суцільна або частково поділена давнішими мігматитами, складена серією давніх осадочно-метаморфічних порід, у якій мігматити є вміщаючими породами. Будову цієї осадочно-метаморфічної серії докладно вивчили В. І. Лучицький (1927) і Л. Г. Ткачук (1940). За даними Ткачука, «метаморфічні суперкрустальні породи» в цьому районі утворюють сильно еродовані синклінальні складки, серед яких порівнюючи краще збереглися За-

вальська та Хащеватсько-Антонівська. У цій товщі виділяються три горизонти, знизу вгору: 1) силіманіт-гранат-кордієритові гнейси, 2) біотитові, гранат-біотитові та графітові гнейси, 3) кристалічні вапняки.

За даними В. І. Лучицького, верстви силіманіт-гранат-кордієритових гнейсів мають місцями потужність до 175—200 *м*. Мінералогічний склад — кордієрит, кварц, гранат, біотит, у незначній кількості — польові шпати. Гнейси часто розсікають жили дрібнозернистого червонуватого апліту, що переходить то в пегматитові, то в кварцові жили. За хімічним складом силіманіт-гранат-кордієритові гнейси близькі до типових осадочних порід, збагачених на вільну кремнекислоту.

За даними В. І. Лучицького, вони вміщають:

SiO_2	34,04—78,28	CaO	10,62—1,63
TiO_2	0,21—0,66	Na_2O	0,98—0,75
Al_2O_3	20,85—11,61	K_2O	0,87
Fe_2O_3	4,36—0,99	В. п. п.	2,11—0,48
MgO	21,79—4,35		

Характер переверствування осадочно-метаморфічних порід тетерево-бузького комплексу Лучицький описує по б. Власовій. Верстви їх там то збагачені силіманітом (це були первинні й вторинні каоліни), то кремнекислотою (первинні кварцові піски), то магнієм, гранатом, кордієритом і біотитом (первинні доломітові кристалічні вапняки), частково графітом (первинні вуглисті органогенні відклади). В складі осадочно-метаморфічних порід цієї серії беруть участь різні мінерали. В графітових гнейсах виявлені мікроклін і плагіоклаз у значній кількості, багато біотиту, гранат, зрідка магнетит. З вторинних мінералів виділяють серицит, епідот, кальцит, що просякає зерна інших мінералів, далі графіт, хлорит і в невеликій кількості халцедон.

З верствами інших порід чергуються верстви та лінзи кристалічних вапняків. Потужність їх визначається в кілька сот метрів. Кристалічні вапняки здебільшого становлять породу сірого кольору. Структура їх міняється від дрібно- до грубозернистої. Головний мінерал вапняків, за визначенням Лучицького, — кальцитизований доломіт; широко представлений хондродит, звичайно серпентинізований. Часто зустрічаються флогопіт, діопсид, світлозелена шпінель та лусочки графіту, а зрідка й добре розвинуті кристали останнього.

Хімічний склад доломітових вапняків, за визначенням Ткачука, такий:

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	MnO	Разом
1	3,30	нема	0,26	0,19	2,84	21,29	30,08	сл.	сл.	41,65	0,44	100,05
2	13,12	—	0,48	1,66	2,25	17,59	3[illegible],10	0,20	0,10	33,40	0,72	99,62
3	27,40	—	1,46	4,01	4,33	32,17	2,49	0,20	0,13	20,01	0,47	92,67

Характер наверствовань тетерево-бузького комплексу осадочно-метаморфічних порід у середній течії Південного Бугу найповніше представляє геосинклінальну формацію архейської групи Українського кристалічного щита.

Метабазити і ультрабазити. Товщі архейських осадочно-метаморфічних порід центрального району Українського кристалічного щита підпорядковані поклади метабазитів та ультрабазитів, широко представлених у басейнах рр. Гірського та Гнилого [illegible] Південному Бугу і Дністру. Ці породи вивчало багато дослідників — Л. Г. Ткачук, В. М. Чирвінський, В. І. Лучицький, Г. М. Коровниченко, Ю. Ір. Половинкіна, Ю. Ю. Юрк та І. С. Усенко; останній розглянув ці породи в спеціальній монографії (1953).

За даними Усенка, метабазити та ультрабазити є найдавнішими породами в межах розглядуваного району. Вони залягають серед гранодіоритів Звенигородки і порід чарнокітової серії. У районі м. Тального метабазити утворюють смугу шириною близько 200 *м*, так звану Тальнівську складку. Відслонення їх зустрічаються серед мігматитів, у вигляді окремих пачок та ксенолітів, навколо Уманського гранітного плутону. До цієї групи порід Ю. Ю. Юрк відносить амфіболіт околиць сс. Піщаного, Добрянки і м. Тального, які утворюють смугу протяжністю в 2 *км*. На Побужжі метабазити являють собою давні метаморфізовані магматичні породи, що утворюють окремі смуги і ксеноліти, затиснуті серед чарнокітів та мігматитів. За даними Усенка, амфіболіти особливо розвинуті по течії Південного Бугу між Заваллям і Гайвороном. Відслонення їх там виявлені смугами до 200 *м* ширини, видовженими в субширотному напрямку. В околицях Завалля відомо багато верств амфіболіту та його інших за формою покладів. Поряд з метабазитами по Південному Бугу знайдені гіпербазити, що зазнали різної міри метаморфізації і виявлені *горнблендитами, перидотитами* й *піроксенітами*. В околицях Завалля, за свідченням І. С. Усенка, вони переверствовані з амфіболітами і утворюють смугу, затиснуту серед порід чарнокітового комплексу. Ультрабазитові породи виявлені серпентинізованими перидотитами в районі сс. Зеленої Левади і Деренюхи по Південному Бугу, де залягають серед гнейсів. Потужність окремих смуг амфіболітів у цьому районі, за даними Усенка, до 500 *м*.

На Придністров'ї, як і на Побужжі, метабазити теж сильно поширені. Відслонення їх зустрічаються по долинах лівих приток Дністра — Лозової, Мурашки, Бушанки, Росавки і по самому Дністру, в районі с. Порогів. У цьому районі Усенко відзначає наявність відслонень амфіболітів, які мають вигляд ксенолітів і пачок, затиснутих у мігматитах та сірих гранітах. Потужність окремих пачок досягає 200 — 500 *м*. Вони простягаються у північно-західному напрямку, згідно з загальним простяганням структур у придністровській частині кристалічного щита.

Виходячи з петрографічних особливостей і різного парагенезису акцесорних мінералів Ю. Ю. Юрк ділить амфіболіти басейнів Гірського та Гнилого Тікичів на пара- і ортоамфіболіти. В останніх виявлено пентландит і піротин, яких немає в складі параамфіболітів. Параамфіболіти залягають згідно з гнейсами і місцями поступово переходять в амфіболові гнейси.

Структура амфіболітів переважно гранобластова, іноді порфіробластова. Текстура їх переважно сланцювата. Головними породоутворюючими мінералами амфіболітів, за даними І. С. Усенка, є звичайна рогова обманка і плагіоклаз, у деяких випадках — біотит. Вміст кварцу в породі майже завжди незначний; з акцесорних мінералів виявлені: ільменіт, магнетит, апатит, титаніт, пірит і халькопірит. Вторинних мінералів мало; вони представлені кліноцоїзитом, хлоритом, серицитом, лімонітом і карбонатом.

Ортоамфіболіти — кристалічна зерниста порода, темносірого, майже чорного з зеленуватим відтінком кольору, масивної або сланцюватої будови.

Головні мінерали в їх складі, як і в параамфіболітах, — рогова обманка і плагіоклаз. Іноді головний мінерал представляє піроксен, тоді порода належить не до амфіболітів, а до габро-амфіболітів. Серед другорядних мінералів поширені біотит, магнетит, пірит, піротин, пентландит, халькопірит, апатит, серицит і кліноцоїзит. Серед ультраоснóвних порід району Завалля трапляються відміни, що складаються з діалаго-діопсиду, бронзиту, рогової обманки і гранату як головних мінералів та з домішки плагіоклазу, біотиту, плеонасту, магнетиту. Ці породи Л. Г. Ткачук визначив як ар'єжити. Крім цього спостерігаються грубо-

зернисті горнблендити, що, як правило, складаються з крупних кристалів звичайної рогової обманки та домішки піроксену, плагіоклазу, рожевого гранату і рудного мінералу.

Хімічний склад цих порід, залежно від мінералогічного складу, буває дещо різним (І. С. Усенко, 1953):

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	47,38	45,15	46,92	48,12	42,50	43,66	47,70	47,50
TiO_2	0,57	1,85	0,84	1,55	1,97	0,60	1,24	0,36
Al_2O_3	13,93	9,81	13,56	20,86	13,60	14,04	15,52	11,73
Cr_2O_3	—	—	—	—	0,045	0,045	0,77	0,06
Fe_2O_3	0,93	4,73	4,60	1,18	8,39	8,47	4,71	6,63
FeO	11,49	16,03	13,79	9,40	7,28	8,48	7,77	6,39
MnO	0,22	0,31	0,35	0,15	0,21	0,30	0,31	0,03
MgO	8,74	5,26	5,21	5,86	10,82	8,69	11,80	13,00
CaO	12,46	11,10	10,40	9,43	11,72	12,39	7,59	8,28
Na_2O	1,65	2,50	2,12	3,36	0,77	1,04	1,98	2,86
K_2O	0,14	0,68	0,54	сл.	0,40	0,65	0,17	2,37
P_2O_5	0,04	0,21	0,14	0,067	—	—	—	—
SO_3	0,29	0,34	0,15	—	0,92	0,42	—	0,18
H_2O	0,24	0,22	0,13	—	—	—	—	—
В. п. п.	1,44	1,83	1,49	0,20	1,71	1,35	0,85	1,21
Разом	99,52	100,02	100,24	100,177	100,335	100,15	100,41	100,60

	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	44,40	41,00	43,70	51,28	50,83	47,38	43,76	43,36
TiO_2	сл.	0,25	0,22	0,21	0,01	0,47	1,60	0,97
Al_2O_3	1,01	1,55	5,00	2,08	2,61	15,34	10,85	14,11
Cr_2O_3	0,10	0,19	—	0,56	—	0,28	0,07	—
Fe_2O_3	6,29	12,53	2,65	2,42	3,46	5,24	10,61	6,22
FeO	5,98	5,25	5,86	3,80	9,33	6,15	10,51	9,67
MnO	0,16	3,47	0,22	0,20	0,38	0,21	0,38	0,13
MgO	34,17	24,34	25,90	19,98	10,92	17,12	9,48	8,46
CaO	1,75	2,56	14,15	17,86	21,24	6,71	9,08	9,86
Na_2O	0,14	0,01	сл.	0,05	0,59	0,60	0,86	0,55
K_2O	0,12	0,05	сл.	0,01	сл.	0,24	0,38	2,61
P_2O_5	0,03	0,01	0,02	0,05	—	0,01	—	—
SO_3	0,07	0,05	—	0,11	—	0,01	0,96	—
H_2O	4,90	9,14	1,22	0,05	0,68	0,65	0,15	—
В. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—
Разом	99,12	100,40	98,94	98,66	100,05	100,41	98,69	—

1 — амфіболіт, с. Добрянка, р. Гірський Тікич; 2 — амфіболіт, с. Тальянка; 3 — амфіболіт, східніше Тального; 4 — амфіболіт, нижче с. Кривого Коліна; 5 — грубозернистий габро-амфіболіт, вище Завалля; 6 — гранатовий габро-амфіболіт, там же; 7 — амфіболіт, лівий берег Південного Бугу, проти с. Андріївки; 8 — амфіболіт з біотитом, там же; 9 — гарцбургіт, лівий берег Південного Бугу, вище с. Завалля; 10 — те ж; 11 — верліт, там же; 12 — діалагіт, там же; 13 — те ж; 14 — ар'єжит, там же; 15 — те ж; 16 — амфіболіт, с. Губкове.

Чарнокітові породи Побужжя. Осьову частину центрального району Українського кристалічного щита, прилеглу до долини Південного Бугу, становлять своєрідні темносірі, середньо- і грубозернисті масивні породи, які В. І. Лучицький в 1922 р. виділив під назвою чарнокітів. Своєрідність порід цього району вперше відзначив у 1889—1890 рр. Н. Н. Соболєв. Основні петрографічні риси їх висвітлював В. Ю. Тарасенко. В 1931 р. ці породи описав М. І. Безбородько, під назвою богітів. Споріднені з ними породи, поширені в басейні р. Собі, В. М. Чирвінський у 1938 р. назвав собітами. Особливо повну характеристику чарнокітів дав П. І. Лебедєв. Він ще в 1934 р. виявив дві відміни чарнокітів — натрійову, поширену на Поділлі, і калійову, розвинуту на Волині і в Приазов'ї. Питання походження чарнокітів у ряді своїх праць висвітлювала Ю. Ір. Половинкіна. Нові дані про чарнокіто-норитові породи Поділля зібрав Л. Г. Ткачук. Характеристики і визначення цих порід, запропоновані останнім, взято нами за основу подальшого огляду.



Рис. 40. Окремість у чарнокітах. Лівий берег Південного Бугу, нижче Гайворона. (Фото І. С. Усенка).

Чарнокіти зустрічаються від південної частини району Бердичева, на південний схід, за Первомайськ, до долини р. Костоватої. Там проходить південно-східна межа поширення чарнокітів і починається район сірих гранітів. Північно-східна межа чарнокітів, вздовж якої вони контактують з мігматитами, проходить, схематично, західніше Бердичева на Козятин, Погребище, Умань і Ново-Українку. З південного заходу їх обмежовує лінія, що проходить на південний захід від Старокостянтинова, західніше Могилева-Подільського і Ямполя на Дністрі, до Південного Бугу і далі вздовж його правого берега до р. Костоватої. У межах окресленої площі поширення чарнокітів нерівномірне (рис. 40). У кожному з районів спостерігаються свої відміни чарнокітів і свій характер оточуючих порід. Окремими районами поширення чарнокітів, на думку Ткачука, є Вінницький, Липовецько-Дашівський і Гайворон-Первомайський. Вінницький район, найбільший за поширенням чарнокітів, характеризується значним розвитком гранато-біотитових гранітів і мігматитів, які вміщують дрібніші масиви гіперстенових і гіперстено-біотитових гранітів, діоритів та норитів. Гайворон-Первомайський район відзначається поширенням рожевих апліто-пегматоїдних гранітів та мігматитів, з включеннями дрібних масивів таких же порід, як і в Вінницькому районі, та габро-норитів, габро-амфіболітів, амфіболітів і перидотито-піроксенових порід. Липовецько-Дашівський район відрізняється від інших переважанням біотито-роговообманкових гранодіоритів.

Загальною особливістю території поширення чарнокітів вважається наявність рожевого apліто-пегматоїдного граніту, петрогенетично пов'язаного з породами подільського чарнокітового комплексу.

Усі породи чарнокітового ряду дуже неоднорідні. Усюди спостерігається непомітний перехід однієї відміни їх у другу. Чарнокіти часто мають смугасту будову, яку підкреслюють смуги, різною мірою збагачені на темні мінерали, різної крупності зерен. Характерним вважається і те, що чарнокіти мають більш-менш однорідний мінералогічний склад, але кількісне співвідношення мінералів у них при цьому різко міняється. Серед мінералів головним, за даними Ю. Ір. Половинкіної, є антипертитовий плагіоклаз (основність якого міняється від олігоклазу до лабрадору), ортоклаз або мікроклін, гіперстен, рідше діопсид, біотит і ще рідше — рогова обманка. Кварц є завжди. Іноді у великій кількості виявлений гранат. За мінералогічним складом Л. Г. Ткачук виділяє серед порід подільського чарнокіто-норитового комплексу: а) перидотити, піроксеніти та зв'язані з ними горнблендити, б) габро-норити, габро-амфіболіти, в) гіперстенові та гіперстено-біотитові граніти, діорити та норити (бугіти), г) біотито-роговообманкові гранодіорити і діорити (собіти), д) гранато-біотитові граніти і мігматити, е) рожеві апліто-пегматоїдні граніти та їх мігматити.

Перидотити — породи дрібнозернисті, піроксеніти більш грубозернисті. Вони поширені переважно в Гайворон-Первомайському районі. Залягають смугами, видовженими в західно-північно-західному напрямі з крутим падінням на північний схід. Генетично пов'язані з габровими породами. У мінералогічному складі перидотитів представлені олівін, піроксен, плеонаст, серпентин, амфібол, фуксит, хлорит, тальк і карбонати. Піроксеніти, в залежності від характеру піроксену, представлені гіперстенітами, діалагітами тощо. В Гайворон-Первомайському районі також поширені габро-норити, габро-амфіболіти і амфіболіти. Вони утворюють невеликі масиви. Генетично вони пов'язані з ультраоснóвними породами. У Гайворон-Первомайському і, особливо, Вінницькому районах поширені гіперстенові, гіперстено-біотитові граніти, діорити та норити. Усі ці відміни порід пов'язані між собою поступовими переходами. Вони мають смугасту текстуру, що є наслідком зміни крупності зерен або різного вмісту в смугах темноколірних та світлих мінералів. Головними породоутворюючими мінералами цих порід вважають польові шпати від олігоклазу до лабрадору, ортоклаз, мікроклін, гіперстен, рідше біотит і рогову обманку, кварц. Серед другорядних мінералів називають магнетит, пірит, апатит. Структура всіх порід цього ряду зерниста, гнейсоподібна. В них завжди різко виявлене механічне роздроблення і поширення мілонітів. Біотито-роговообманкові гранодіорити й діорити (собіти) від цих порід відрізняються одноманітним мінералогічним складом, у них переважають польові шпати, біотити, рогова обманка, зрідка піроксен, кварц та другорядні мінерали — апатит, іноді сфен. Л. Г. Ткачук відзначає, що навколо масивів гіперстенових порід у Вінницькому районі широку облямівку утворюють гранато-біотитові граніти і мігматити. Вони представлені породами масивними або смугастими, які поступово переходять у гнейси. Структуру мають катакластичну. Дрібнозернистий агрегат кварцу в них змінюється кварцово-польовошпатовою масою з великими кристалами гранату.

Гранато-біотитові граніти і мігматити складаються з ортоклазу і мікрокліну, а також зеленуватого олігоклаз-антипертиту, голубуватого кварцу, біотиту і гранату, переважно темночервоного кольору. Другорядні і вторинні мінерали представляють силіманіт, кордієрит, гіперстен, магнетит, хлорит, серицит тощо.

У петрографічному складі побузької частини Центрального району Українського кристалічного щита особливо велике значення мають рожеві апліто-пегматоїдні граніти і їх мігматити. Вони повсюдно виявляють петрогенетичний зв'язок з породами чарнокіто-норитового ряду. Цей зв'язок зумовлений, за уявленням В. М. Чирвінського та інших, ін'єкцією магми рожевого граніту в давні вапнякові та вапняково-гли-

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2 . . .	44,90	50,28	43,76	43,66	46,40	47,50	48,71	50,90	74,95	73,05
TiO_2 . . .	сл.	0,21	1,60	0,60	0,51	0,36	—	1,13	—	сл.
Al_2O_3 . .	1,08	2,25	10,85	14,04	11,28	11,76	15,79	16,98	11,35	16,34
Fe_2O_3 . .	6,29	2,42	10,61	8,47	8,69	6,63	13,94	3,33	2,10	0,23
FeO . . .	5,98	3,80	10,51	8,47	6,27	6,39	—	7,50	3,43	0,11
MnO . . .	0,16	0,20	0,38	0,30	0,27	0,35	0,16	0,24	—	—
MgO . . .	34,17	19,98	9,48	8,69	16,32	13,00	6,39	6,61	сл.	0,11
CaO . . .	1,75	17,86	9,08	12,39	6,58	8,28	11,05	10,73	1,90	1,77
Na_2O . . .	0,14	0,05	0,86	1,04	2,17	2,86	3,44	1,86	3,65	3,14
K_2O . . .	0,12	0,01	0,38	0,65	0,68	2,37	0,26	0,58	1,49	4,73
Cr_2O_3 . .	0,10	0,56	0,07	0,045	0,18	0,06	0,008	0,16	—	—
SO_3 . . .	0,072	0,113	0,96	0,42	0,03	0,18	—	0,13	—	0,32
CO_2 . . .	0,95	1,80	—	—	0,47	—	—	0,16	—	—
P_2O_5 . .	0,029	0,051	—	—	0,009	—	—	0,052	—	0,03
H_2O .	4,90	0,05	0,15	1,35	0,66	1,21	0,32	0,50	0,46	0,54
або В. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Разом	100,64	99,69	98,69	100,125	100,51	100,95	100,07	100,86	99,33	100,37

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO_2	71,96	71,38	71,42	69,11	65,60	64,34	60,22	50,90	66,44	68,18	71,68
TiO_2	0,14	0,64	0,22	—	0,59	0,37	0,77	—	—	0,05	0,18
Al_2O_3	14,46	13,64	13,72	16,71	17,67	17,52	17,30	1,13	16,16	12,46	14,46
Fe_2O_3	1,65	0,49	2,07	1,83	1,20	2,06	0,15	16,98	1,82	5,06	1,32
FeO	0,32	1,12	1,08	1,34	4,13	2,75	5,50	3,30	2,50	1,54	—
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,77
MgO	0,85	1,38	0,18	1,23	2,73	1,80	3,50	7,50	1,80	2,78	1,15
CaO	2,23	0,48	2,67	3,73	6,22	2,12	7,20	6,01	4,13	2,88	1,32
Na_2O	2,89	0,05	0,08	—	0,07	—	0,04	10,73	4,24	4,81	2,52
K_2O	3,86	5,26	3,83	2,16	0,78	4,38	2,51	0,24	2,70	1,35	6,38
Cr_2O_3	0,44	—	0,58	—	—	—	0,11	0,13	—	—	—
SO_3	—	0,33	0,20	—	—	—	0,16	0,05	—	—	0,54
CO_2	(BaO—0,61)	—	—	—	(BaO—0,21)	—	—	(S—0,16)	—	—	—
P_2O_5	—	0,20	0,25	—	—	0,25	0,10	—	—	0,01	—
H_2O	0,72	4,61	4,47	3,26	1,49	4,95	2,44	1,94	0,75	0,38	0,43
або В. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Разом	100,13	—	100,77	99,37	—	100,54	—	—	100,54	99,50	100,75

1 — гарцбургіт, лівий берег Південного Бугу біля с. Андріївки; 2 — діалагіт, там же; 3 — ар'єжит, там же; 4 — габро-амфіболіт гранатовий, там же; 5 — габро-норит середньозернистий, там же; 6 — амфіболіт, там же; 7 — габро-норит, там же; 8 — норит, біля с. Солгутового; 9 — граніт піроксено-плагіоклазовий, с. Снитівка, р. Вовк; 10 — чарнокіт, правий берег Південного Бугу; 11 — те ж, с. Звалля; 12 — те ж, лівий берег р. Ташлика; 13 — сабаровіт, с. Сабарів; 14 — адамеліт, на південь від Андріївки; 15 — іорит, с. Струнків; 16 — чарнокіт, м. Гнівань; 17 — чарнокіто-норит, с. Потуш; 18 — норит дрібнозернистий, правий берег Південного Бугу вище солгутівського млина; 19 — анодіорит, Дашів; 20 — гранатовий мігматит, Вінниця; 21 — рожевий граніт, Первомайськ.

нисті породи, з яких утворилися теперішні піроксено-плагіоклазові і амфіболо-плагіоклазові гнейси та силікатні вапняки. Рожевий і червоний апліто-пегматитоїдний граніт і мігматит представлені здебільшого породою грубосмугастою, складеною чергуванням смуг з різним розміром зерен. Велике значення має також динамотекстура, яка виявляється у гнейсоподібності цих порід.

Мінералогічний склад рожевих гранітів такий: кварцу — 30—33%, польових шпатів — 35—40, альбітолігоклазів — 25—30, біотиту 2,5%; в незначній кількості наявні апатит, гранат, амфібол, рідко піроксен. Мінералогічний склад гранітів міняється на контактах та з переходом до гібридних відмін.

Л. Г. Ткачук твердить, що з апліто-пегматоїдним гранітом генетично пов'язані гранулітй, поширені в Гайворон-Первомайському районі та в районі розвитку чарнокітових порід у басейні Тясмину. Вони вважаються гібридизованими відмінами рожевого аплітоїдного граніту. Поділяються на породи ортоклазові, гранатові, плагіоклазові та піроксенові. Хімічний склад цих порід відповідає їх мінералогічному складу. Уявлення про це можна одержати з порівняльних даних Л. Г. Ткачука (1948) в таблиці на сс. 220—221.

Утворення чарнокітів тепер розглядається як результат гібридизації вміщаючих порід гранітною магмою. На думку В. М. Чирвінського і Л. Г. Ткачука, чарнокіто-норитові породи Поділля становлять синтетичні утвори, що виникли з піроксено-плагіоклазових та амфіболо-плагіоклазових гнейсів і карбонатних порід внаслідок інтенсивного впливу флюїдної магми рожевого граніту. До цієї думки приєднується також Ю. Ір. Половинкіна (1954). Вона вважає, що рожевий апліто-пегматоїдний граніт, найімовірніше, є аналогом дніпровського граніту. Його флюїдна фація кристалізувалась уже, можливо, з розчинів метасоматичним шляхом. Крім цього надходила і сама гранітна магма, теж багата флюїдним матеріалом, здатна до контамінації. Внаслідок цього утворювалися гранодіорити, діорити й чарнокітові породи. Гібридні породи вміщають піроксен, якщо магма реагувала з піроксеноплагіоклазовими гнейсами і габро-норитами кіровоградського комплексу, і амфібол, якщо вона реагувала з амфіболо-плагіоклазовими гнейсами.

ПРОТЕРОЗОЙСЬКА ГРУПА

Розломні інтрузії гранітів уманського (житомирського) типу. Гранітні інтрузії розломного типу в межах центрального району Українського кристалічного щита мають велике поширення. Переважна більшість їх приурочена до зони субмеридіонального розлому, що відокремлює центральну частину щита від кіровоградської. Більшість розломних інтрузивів, як правило, має невеликі розміри. Форма їх ще не вивчена. Переважна більшість інтрузивів цього походження і віку, зберігаючи округлі форми, видовжена у близькому до меридіонального, північно-східному напрямку. Групу розломних гранітних інтрузій становить чимало інтрузивів, серед яких найбільш вивчені Уманський, Антонівський, Богуславський, Бобринецький і деякі інші.

Ці граніти вивчали В. Ю. Тарасенко, М. І. Безбородько, В. М. Чирвінський, А. П. Лебедєв, а Уманський і Антонівський інтрузиви описав Ю. Ю. Юрк (1953). Характерні риси Уманського граніту в більшій чи меншій мірі властиві іншим, спорідненим з ним, інтрузіям. За даними Юрка, Уманський гранітний плутон має округлу форму і видовжений в північно-східному напрямку. Він складається з двох частин — власне Уманського масиву, площею близько 1200 *км²*, і Юрпільського масиву, площею близько 110 *км²*. Між ними залягає мігматит. У контактній

зоні вміщаючі породи мають численні ін'єкції, що становлять відгалуження плутону. Юрпільська інтрузія, на думку Ю. Ю. Юрка, приурочена до антиклінальної несиметричної складки. Цього з певністю не можна сказати про Уманський масив, а про Антонівську структуру Юрк пише, що вона розломного характеру.

Вміщаючі породи Уманського масиву представляють біотит-амфіболові гнейси, амфіболіт і габро-амфіболіт, біотитові гнейси, породи габро-норитового і діорито-чарнокітового комплексів. З інтрузіями магми цих гранітів пов'язані обширні поля змішаних та гібридних порід. Багата флюїдами магма проявляла значну активність, утворила численні ін'єкції і просякла розчинами вміщаючі породи. Це також зумовило велике поширення пегматитів. Гранітні розломні інтрузії, як показали Л. Г. Ткачук (1946, 1948) і О. О. Ткачов (1937), на прикладі Богуславської інтрузії мають зональну будову. Центральна частина інтрузії складається з грубозернистого, порфіроподібного граніту (кіровоградського типу), який до периферії переходить у середньозернистий порфіроподібний богуславський, ще далі в середньозернистий безпорфіровий, а на самій периферії в рожевий граніт. Аналогічну зональність будови Юрк установив і в Уманській інтрузії граніту. В центральній частині плутону, за його даними, порода сіра, масивна, середньозерниста, порфіроподібна. Граніт розбитий тріщинами на великі окремості. Іноді в ньому трапляються ксеноліти гнейсу.

Головні складові частини сірого порфірового граніту становлять: мікроклін, у меншій мірі ортоклаз, плагіоклаз, кварц, біотит; серед акцесорних мінералів виявлено апатит, магнетит, ільменіт, пірит, сфен, циркон, рутил, мусковіт, серицит, хлорит, епідот-цоїзит. У перехідній зоні плутону поширений рожевосірий порфіроподібний граніт. Від сірого порфіроподібного він відрізняється переважним рожевосірим забарвленням і дрібнішими розмірами зерен. У рожевосірому граніті зростає кількість ксенолітів. Для цього граніту Юрк наводить такі співвідношення мінеральних компонентів: калішпати — 36,6—50,4%; плагіоклаз — 21,2—30,8; кварц — 21,7—28,0; біотит — 3,1—6,1; інші мінерали — 1,0—1,6%. У крайовій зоні масиву зустрічаються виділення мас рожевосірого порфіроподібного граніту. Ю. Ю. Юрк висловлює думку, що утворення цієї відміни граніту є наслідком вбирання та асиміляції гранітною магмою переважно амфіболових порід. У мінеральному складі рожевосірого порфіроподібного граніту переважають мікроклін, плагіоклаз, кварц, біотит, рогова обманка, трапляються сульфідні мінерали. Зовнішню зону Уманського гранітного плутону складають рожеві та рожевочервоні аплітоїдні і апліто-пегматоїдні граніти, які вважаються характерними для крайових фацій багатьох інтрузивів гранітів розломного типу.

Мінералогічний склад рожевочервоних гранітів Уманського масиву, за даними Ю. Ю. Юрка, такий: мікроклін, ортоклаз, плагіоклаз, кварц, біотит, акцесорні апатит, магнетит, ільменіт, гематит, пірит, арсенопірит, халькопірит, циркон, рутил, гранат, силіманіт, рогова обманка, епідот, цоїзит, серицит, лімоніт тощо. Структура породи гранітова, подекуди гранобластова, очкова й пегматитова.

Хімічний склад гранітів уманського типу відбиває особливості його мінералогічного складу. Юрк вважає, що більш глибинний сірий порфіроподібний граніт має характерний склад нормального граніту, перенасиченого кремнекислотою, багатого або помірно насиченого лугами. Граніти крайової зони відрізняються від глибинної відміни більш високим вмістом SiO_2 та лугів, серед яких переважає K_2O. Ці особливості яскраво виступають з порівняльної характеристики їх хімічного складу (Ю. Ю. Юрк, 1953):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	72,32	72,63	67,78	71,00	69,83	72,05	74,58	70,30	74,08	69,06
TiO_2	0,13	0,31	0,48	0,27	0,16	0,18	0,07	0,38	0,28	0,27
Al_2O_3	14,06	14,44	13,24	13,50	15,37	13,31	12,60	14,00	14,13	14,20
Fe_2O_3	1,07	0,63	2,36	0,91	0,78	0,49	0,88	1,30	0,87	0,69
FeO	0,83	1,58	2,87	2,41	1,28	2,15	0,68	1,86	1,00	1,82
MnO	0,017	0,03	0,05	0,03	0,03	сл.	0,008	0,04	0,02	0,02
MgO	0,22	0,68	1,34	1,19	0,41	0,65	0,36	1,48	0,51	0,90
CaO	1,78	1,65	2,93	2,21	1,37	1,11	1,33	2,58	1,10	1,78
Na_2O	3,93	2,69	2,37	3,55	4,49	2,96	3,88	3,39	3,13	3,58
K_2O	5,19	4,73	4,89	4,03	5,03	5,64	4,52	4,28	4,46	6,73
P_2O_5	0,03	0,04	0,31	0,17	0,17	0,22	0.03	0,04	—	0,04
SO_3	0,12	0,10	0,20	0,05	0,05	0,05	0,12	0,04	0,06	0,15
F	—	0,08	—	—	—	—	—	0,09	0,05	—
H_2O	0,40	0,18	0,12	0,32	0,17	0,03	0,26	0,48	0,38	0,20
В. п. п.	0,16	0,44	0,65	0,51	0,26	0,01	0,29	0,31	0,29	0,54
Разом	100,25	100,21	99,59	100,15	99,40	99,85	99,60	100,57	100,36	99,98

1 — граніт, б. Кам'янка, східна околиця Умані; 2 — те ж, кар'єр між сс. Старі Бабани і Танське; 3 — сірий граніт, р. Уманка, на схід від Умані; 4 — порфіроподібний граніт, р. Рось у м. Богуславі; 5 — аплітоїдний граніт, с. Сушківка; 6 — рожевий граніт, с. Стецьківка; 7 — аплітоїдний граніт, с. Аполянка; 8 — рожевосірий нерівномірнозернистий граніт, с. Юрпіль; 9 — червоний граніт, с. Юрпіль; 10 — порфіроподібний гібридизований граніт, південно-західніше Умані.

Порівняння усередненого хімічного складу гранітів уманського і житомирського типів показує, що склад цей дуже близький і практично однаковий. Цей факт також є одним із підтверджень тотожності умов та близькості віку цього типу магматичних порід, закономірно поширених у межах Українського кристалічного щита.

6. КІРОВОГРАДСЬКИЙ РАЙОН УКРАЇНСЬКОГО КРИСТАЛІЧНОГО ЩИТА

Кіровоградський район Українського кристалічного щита займає порівнюючи невелику площу, розміщену між верхів'ями лівих приток Дніпра — Вільшанки та Тясмину — і Південним Бугом, між рр. Синюхою і Кам'янкою, — переважно в межах Кіровоградської і, почасти, Черкаської областей.

Кристалічний фундамент у цьому районі залягає на невеликій глибині, але на вододільних просторах кристалічні породи повсюдно вкриті більш або менш потужним покривом з осадочних відкладів різного віку. Відслонення кристалічних порід у межах району приурочені лише до численних річкових долин. Поряд з цим слід відзначити, що поверхня кристалічного фундаменту в межах Кіровоградського району відзначається дуже великим коливанням висот. Нерівності її мають як тектонічне, так і денудаційне походження. Значні тектонічні порушення типу розломів виявлені в північно-західній частині району, на межі його з дніпро-бузькою частиною кристалічного щита, розглянутою вище. Серед цих порушень розташований так званий Болтиський грабен, який становить сильно опущену частину кристалічного фундаменту, розміщену в зоні розломів.

Продовження цих розломів можна вбачати у різкому зануренні поверхні кристалічних порід в районі Оболоні, виявленому під час геофізичних досліджень З. О. Крутиховською. З півночі і півдня Кіровоградський район зрізаний розломами і межує, відповідно, з Дніпровсько-Донецькою та Причорноморською западинами. На заході цей район межує з Дніпро-Бузьким, а на сході з Криворізьким блоками щита.

Своєрідне положення району зумовило наявність в його будові порід, поширених також у прилеглих районах. Характерну особливість будови власне Кіровського району становить складний Корсунь-Новомиргородський плутон.

Особливості петрографії Кіровоградського району кристалічного щита вивчали В. Ю. Тарасенко (1899—1916), В. І. Лучицький (1912—1947), Л. Г. Ткачук (1937), В. С. Соболєв (1947), Ю. Ір. Половинкіна (1936, 1949) та ін. В його будові беруть участь породи різного складу та віку.

АРХЕЙСЬКА ГРУПА

Дніпровський осадочно-метаморфічний комплекс. Структурний фундамент Кіровоградського району кристалічного щита становлять біотит-плагіоклаз-піроксенові гнейси та їх мігматити, що належать до дніпровського осадочно-метаморфічного комплексу. Докладний петрографічний нарис цих утворень наведено вище. Породи дніпровського осадочно-метаморфічного комплексу на заході утворюють раму для дуже поширених у кіровоградському районі магматичних порід. У частині району мають місце широке взаємопроникнення і взаємодія магматичних і осадочно-метаморфічних порід. Осадочно-метаморфічні породи утворюють обширні петротектонічні вікна серед молодших гранітних масивів. Прикладом таких утворень можуть бути обширні гнейсо-мігматитові масиви у верхів'ях рр. Гнилого Єланця та Громоклії або в середній течії р. Кам'янки. У східній частині кіровоградського району, прилеглій до Криворіжжя, раму магматичних порід становлять сірі біотитові й біотито-плагіоклазові породи, дуже поширені в басейнах рр. Інгулу та Інгульця. За віком вони, очевидно, належать теж до дніпровського осадочно-метаморфічного комплексу. Петрографічна характеристика інгуло-інгулецьких гнейсів наводиться в розділі опису Криворізького району.

ПРОТЕРОЗОЙСЬКА ГРУПА

Граніти кіровоградського (житомирського) типу. В межах Кіровоградського району Українського кристалічного щита особливо велике поширення мають сірі порфіроподібні або рівномірнозернисті граніти, які за основним районом їх розвитку описуються як кіровоградські. Вони утворюють величезний масив, видовжений у близькому до меридіонального, північно-східному напрямку і поширений від північних до південних меж району. Велику поширеність кіровоградського типу граніту в центральній частині Українського кристалічного щита слід пов'язувати з розломами і процесами складчастості, які супроводили формування Криворізького геоструктурного району. Гранітні інтрузії, утворення яких пов'язане з цими процесами в межах кристалічного щита, дуже поширені. Сюди належать масиви Новоград-Волинський, Мухарівський, Житомирський, Коростишівський, Кіровоградський, Долинський, інтрузія в районі Куколівки, Первомайсько-Бузький, Фастівський, Богуславський, Уманський, Антонівський масиви і багато інших. Ю. Ір. Половинкіна (1954) відносить уманський граніт до стратиграфічно молодших утворів.

Кіровоградський граніт має переважно сірий колір; іноді забарвлення його стає рожевим або червонуватим через забарвленість мікрокліну, що входить до його складу. З глибиною цей граніт темнішає. Характерну особливість його становить груба порфіроподібність. Кристали польового шпату, переважно мікрокліну, досягають 4—5 *см* довжини. Фенокристали занурені в загальну грубо- або середньозернисту масу. Текстура кіровоградського граніту, переважно, масивна, часто заміщується на флюксотекстуру, зумовлену паралельним розміщенням осей фенокристалів. Часто спостерігається смугастість. Мінералогічний

склад кіровоградського граніту одноманітний. В його будові беруть участь мікроклін, ортоклаз, плагіоклаз, кварц, біотит, рогова обманка, апатит, піроксен, рудний мінерал, іноді гранат. Ю. Ір. Половинкіна відзначає добре виявлену однорідність кіровоградського граніту, різкі еруптивні контакти його з вміщаючими породами, без перехідних утворів, і внутрішню тектоніку масиву, що характеризує його як певну однорідну мінеральну масу одного генезису, без слідів будь-якої структури, що раніш існувала. Ці ознаки слід вважати характерними для всіх інтрузивів розломного типу.

Хімічний склад кіровоградського граніту характеризують такі дані (Ю. Ір. Половинкіна, 1954):

	1	2	3	4	5
SiO_2	69,76	68,72	68,10	67,31	66,45
TiO_2	0,48	0,47	0,38	—	—
Al_2O_3 . . .	14,83	14,76	15,90	16,58	15,24
Fe_2O_3 . . .	0,79	1,42	0,57	1,20	0,86
FeO	2,46	2,74	2,21	2,10	3,34
MnO	0,03	0,[illegible]6	0,02	—	—
MgO	1,14	1,29	0,84	1,03	1,25
CaO	2,57	2,52	1,49	3,11	1,45
Na_2O	3,25	3,[illegible]7	2,88	3,83	4,07
K_2O	3,56	4,25	6,20	4,19	4,66
H_2O	1,10	0,25	0,12	—	—
В. п. п. . .	0,96	0,48	1,11	0,72	1,39
Разом	100,93	100,03	99,92	100,07	98,71

1 — кіровоградський граніт, яр Бочкуватий; 2 — те ж, р. Кам'янка у системі Інгульця; 3 — те ж, Кіровоград; 4 — богуславський граніт, Рось; 5 — мухарівський граніт, с. Мухарів.

Порівняння петрохімічних особливостей кіровоградського і інших гранітів розломних інтрузій підтверджує їхню близькість і регіональне значення.

Корсунь-Новомиргородський (коростенського типу) складний плутон. Північно-західну частину кіровоградського району Українського кристалічного щита складають породи габро-лабрадоритового ряду. Поширені вони по нижній течії р. Росі, в басейнах рр. Вільшанки, Сухого і Гнилого Ташликів, у районі Черкас, Корсуня, Городища і Новомиргорода, переважно в Черкаській області. Загальна площа їх досягає 5000 *км²*.

Петрографію цього масиву висвітлювали В. Ю. Тарасенко (1895), М. І. Безбородько (1935), В. І. Лучицький (1936, 1947), Л. Г. Ткачук, (1934, 1935, 1937), В. С. Соболєв (1947) та ін. Серед порід, поширених у межах Корсунь-Городищенського плутону, за В. І. Лучицьким, зустрічаються габро-норитові породи, лабрадорити, піроксенові сієніти і габро-сієніти, діалагові рапаківі, рапаківіподібні, частково гранофірові, роговообманкові й біотитові граніти, рапаківі крупноовоїдні. В. С. Соболєв твердить, що основні породи представлені, з одного боку, лабрадоритами і габро-лабрадоритами, що переходять у габро-монцонітові відміни, а з другого боку — кварц-монцонітовими породами, що дають усю серію поступових переходів до кварцових сієнітів і гранітів. Він також підкреслює, що в Корсунь-Новомиргородському, як і в Коростенському, плутоні серед габро-лабрадоритів поширені темніші й світліші відміни порід, мінералогічний склад яких майже нічим не відрізняється.

Монцонітові і кварц-монцонітові породи особливо поширені в північній частині Корсунського плутону. Справжні монцонітові породи багаті на фемічні матеріали і збіднені на кварц. В їх складі поширені найбільше моноклінний піроксен, гіперстен, олівін, основний плагіоклаз; наявні також бурозелена і синьозелена рогові обманки, грюнерит, олігоклаз, калійовий польовий шпат і апатит. Порода монцонітового типу поступово переходить у рапаківіподібні граніти, що утворюють як амфіболові, так і біотитові відміни.

У Кіровоградському районі В. І. Лучицький виділяє три масиви рапаківі: 1) Корсунський, 2) Городищенський і 3) Устинівський. Типовим вважається рапаківі Корсунського масиву. У мінералогічному його складі виявлені мінерали: гортоноліт, гіперстен, діалаг, зелена рогова обманка, біотит, мікроклін, плагіоклаз, часто польовий шпат, апатит. Рапаківі здебільшого забарвлений у темний, майже чорний, або зеленуватосірий кольори і майже не відрізняється від лабрадориту. Часто він переходить у безовоїдний граніт, також чорного кольору. Овоїди завжди крупні — 2—3,5 *см*.

Утворення порід Корсунь-Новомиргородського плутону відбулось, на думку В. І. Лучицького, протягом кількох фаз. Послідовність їх така сама, як в утворенні порід у Коростенському плутоні, що її висвітлив О. О. Полканов.

Хімічний склад порід цього складного плутону характеризують такі дані (В. С. Соболєв, 1947):

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	55,54	51,[illegible]6	59,20	76,75	63,67	66,99	68,08	69,35
Al_2O_3 . . .	26,11	22,50	14,41	10,06	13,82	14,48	13,81	14,26
Fe_2O_3 . . .	1,54	4,47	1,52	5,12	7,67	1,29	2,79	1,91
FeO	1,40	5,07	8,64	—	2,47	5,[illegible]5	4,20	2,75
MgO . . .	0,63	1,34	1,09	0,14	0,16	0,17	0,21	0,40
MnO . . .	—	0,49	—	—	—	—	—	—
CaO . . .	9,54	8,48	4,21	0,66	3,51	3,09	2,73	2,52
Na_2O . . .	5,04	4,45	3,11	2,48	3,02	3,79	3,06	3,51
K_2O . . .	0,11	1,34	3,57	4,39	4,42	3,90	4,33	4,67
TiO	—	—	2,50	—	—	—	—	—
H_2O . . .	0,35	—	0,41	0,61	1,11	1,08	0,98	0,40
Разом	100,36	—	98,66	100,21	99,85	99,84	100,19	99,77

1—світлий лабрадорит, Новомиргород; 2—габро-норит (багатий на лабрадор), Городище; 3 — амфіболовий норито-сієніт, Хлистунівка; 4 — граніт із шлірової маси в монцоніті, там же; 5 — осно́вний рапаківі, Канівщина; 6 — рапаківі, там же; 7 — осно́вний рапаківі, Черкащина; 8 — рапаківі, там же.

На підставі мінералогічного й петрохімічного складу Корсунь-Новомиргородського плутону робиться висновок про те, що в його межах виявлені породи серії габро-лабрадоритів з крайніми членами від лабрадориту до габро та нориту, в значній мірі олівінових. Далі, в міру збільшення калію і, відповідно, ортоклазу, утворюються габро-сієніти та піроксенові сієніти, а потім осно́вні рапаківі й рапаківі району рр. Вільшани, Ташлика і околиць Новомиргорода.

7. КРИВОРІЖЖЯ

Дуже важливий для розуміння будови Українського кристалічного щита район являє собою Криворіжжя. Якщо Дніпро-Дністровський район центральної частини щита найповніше відображає складчасто-інтрузивну структуру північно-західного простягання, то Криворіжжя, відповідно, відображає найповніше частину щита з складчасто-інтрузив-

ною структурою субмеридіонального, північно-східного простягання. Зіставлення структурних елементів суміжної смуги дає можливість з'ясувати структурні взаємозв'язки обох структурних зон в історії геологічного розвитку щита.

Під назвою криворізької частини кристалічного щита ми розглядаємо обширний район, що простягається з північно-північного сходу, від кременчуцького Придніпров'я, на південно-південний захід — до с. Широкого, що на південь від Кривого Рогу на Інгульці (рис. 41).

Породи криворізького комплексу поширюються далеко на північний схід від Дніпра. У вигляді *Кременчуцького валу* вони простежу-



Рис. 41. Відслонення залізорудних кварцитів «Орлине гніздо», м. Кривий Ріг.

ються під покривом осадочних порід у межах Дніпровсько-Донецької западини. Основну частину Криворізького структурно-петрографічного району становить Криворізький залізорудний басейн. Він має вигляд вузької смуги, 3—5 *км* ширини, видовженої у північно-північно-східному напрямку, простеженої на протязі понад 210 *км*. По простяганню залізорудної формації М. П. Семененко (1946) виділяє чотири райони: 1) Інгулецький — від ст. Миколо-Козельська до ст. Карнаватки; 2) Саксаганський — вздовж р. Саксагані, від Кривого Рога до ст. Тернова; 3) Ганнівський — від ст. Тернова, через Ганнівку, на північ по вододілу рр. Жовтої та Зеленої; 4) Жовторіцький — по р. Жовтій, який замикає в районі с. Жовтого з півночі Криворізьку структуру. У тектонічному відношенні Криворізький район являє собою синклінорій, ускладнений складчастістю другого порядку.

Вивчення геологічної будови Криворіжжя має дуже тривалу історію, основні етапи якої висвітлені вище. Сучасні уявлення про його структуру і петрологію основуються на працях М. П. Семененка, Я. М. Бєлєвцева, І. С. Усенка, Ю. Ір. Половинкіної, які, поряд з нашими фактичними даними, лежать в основі дальшого опису (табл. 15а).

Відслоненість кристалічних порід у межах Криворіжжя незначна. Вододільні простори в цьому районі є рівнинами з виразним долинно-балковим рельєфом. Кристалічні породи відслонюються лише в долинах річок та балок, у геоморфологічній будові яких вони відіграють

Таблиця 15а

Стратиграфічний поділ Криворізької метаморфічної серії
(Я. М. Бєлєвцев, 1955)

Серія	Світа	Підсвіта	Горизонти	Індекси	Літологічний склад
Криворізька (К)	Верхня — сланцьова (K_3)	Сланцьова	Амфіболових і біотито-амфіболових сланців	K_3^8	Амфіболові, біотито-амфіболові сланці
			Пісковиків і конгломератів	K_3^7	Пісковики, конгломерати
			Слюдистих сланців	K_3^6	Серицито-хлоритові, серицито-біотитові і біотито-хлоритові сланці та доломітизовані вапняки
			Вуглисто-серицитових сланців	K_3^5	Графіто-серицито-кварцові мікросланці
			Кварцово-серицитових сланців	K_3^4	Кварцо-серицитові, кварцо-хлорито-серицитові сланці, кристалічні вапняки
		Кварцито-піщаниста	Піщано-кварцитовий	K_3^3	Кварцити, пісковики, піщано-глинисті сланці з мартитом
			Хлорито-сланцьовий	K_3^2	Хлоритові, хлорито-хлоритоїдні, хлорито-магнетитові, хлорито-слюдисті і вохристі сланці
			Кварцито-піщанистий	K_3^1	Залізисті пісковики, кварцити і конгломерати
	Середня — залізорудна (K_2)	Верхня залізорудна	Сьомий залізистий	$K_2^7з$	Амфіболо-магнетитові, хлорито-амфіболові, карбонатно-магнетитові і мартитові роговики і амфіболові та хлорито-біотитові сланці
			Сьомий сланцьовий	$K_2^7с$	Хлоритові, хлорито-біотитові, амфіболові сланці і безрудні роговики
			Шостий залізистий	$K_2^6з$	Мартитові червоно- та білосмугасті роговики і джеспіліти, краско-мартитові роговики
			Шостий сланцьовий	$K_2^6с$	Краскові роговики з крупними кристалами мартиту, краскові сланці
			П'ятий залізистий	$K_2^5з$	Мартитові, гематито-мартитові і залізнослюдкові синьосмугасті джеспіліти, мартитові роговики
			П'ятий сланцьовий	$K_2^5с$	Окрасковані хлоритові сланці й роговики, хлоритові та серицито-хлоритові сланці
			Четвертий залізистий	$K_2^4з$	Краско-мартитові, магнетито-мартито-карбонатні роговики, хлоритові і серицито-хлоритові сланці
		Середня-сланцьова	Четвертий сланцьовий	$K_2^4с$	Графіто-серицитові, графіто-біотитові, краско-хлоритові сланці, безрудні роговики і серицито-магнетитові роговики

Серія	Світа	Підсвіта	Горизонти	Індекси	Літологічний склад
Криворізька (K)	Середня — залізорудна (K_2)	Середня — сланцьова	Третій залізистий	$K_2^3з$	Силікатно-залізисті роговики і хлоритові сланці
			Третій сланцьовий	$K_2^3с$	Аспідні кварцово-вуглисто-серицитові і серицито-біотито-кварцові сланці, краскові роговики
		Нижня залізорудна	Другий залізистий	$K_2^2з$	Магнетито-мартитові роговики і джеспіліти, гематито-магнетито-мартитові роговики та джеспіліти, красномартитові роговики
			Другий сланцьовий	$K_2^2с$	Біотито-хлоритові, краско-хлоритові, серицито-хлоритові сланці, карбонато-кварцові і кварцові роговики
			Перший залізистий	$K_2^1з$	Магнетито-мартитові роговики, залізисто-силікатні та залізисті роговики, хлоритові, хлорито-біотитові, амфіболові сланці, іноді мартитові та магнетитові джеспіліти
			Перший сланцьовий	$K_2^1с$	Аспідні кварцово-серицитові, кварцово-хлоритові, хлорито-карбонатні, біотито-хлоритові, кварцово-глинисті сланці
	Нижня — аркозо-філітова (K_1)	Тальково-карбонатний		K_{1-2}	Талькові, талько-хлоритові, талько-хлорито-амфіболові, талько-карбонатні, талько-хлорито-карбонатні, серпентино-амфіболові, серпентино-карбонатні і серпентино-талькові сланці, конгломерати та пісковики
		Філітова		K_1^2	Серицитові, хлорито-серицитові, слюдяно-ставролітові, слюдяні і гранатові сланці та кварцити
		Аркозо-кварцитова		K_1^1	Кварцові і аркозові пісковики, кварцити, конгломерати

головну роль. Морфологія схилів залежить великою мірою від складу порід, який змінюється тут у широких межах. Типовий вигляд краєвидів Криворіжжя спостерігається по рр. Інгульцю, Жовтій, Зеленій тощо. На берегах річок відслонення мають іноді вигляд скель.

У підвищених частинах району кристалічні породи відслонюються переважно по руслах балок, схили яких закриті продуктами руйнування кристалічних порід, а вище — верствованими товщами осадочного покриву. Сучасні уявлення про стратиграфію і літологічний склад криворізького комплексу побудовані на вивченні геології району на відслоненнях у численних кар'єрах та шахтах.

За одностайним твердженням усіх дослідників Криворізького району, в основі його осадочно-метаморфічного комплексу залягають породи архейського (ранньоархейського) віку — утворення дніпровського й тетерево-бузького комплексів, стратиграфічні й просторові межі між якими потребують, проте, дальшого уточнення. Петрографічний склад порід, що підстелюють криворізьку систему відкладів, такий: біотито-

плагіоклазові гнейси і мігматити, кременчуцькі граніти, біотито-гранатові гнейси, мармури, метабазити, чарнокіто-монцоніти, поширення яких нагадує взаємовідношення утворень чарнокітової формації і вміщуючих її порід на Побужжі. У межах архейських осадочно-метаморфічних комплексів Криворіжжя виділяють серію інгуло-інгулецьких гнейсів. До неї належать біотитові і біотито-піроксенові гнейси, поширені по Інгульцю мігматити сірих гнейсів, біотитові і біотито-гранатові гнейси та їх мігматити. Якщо не зважати на відслоненість цих порід у певно-

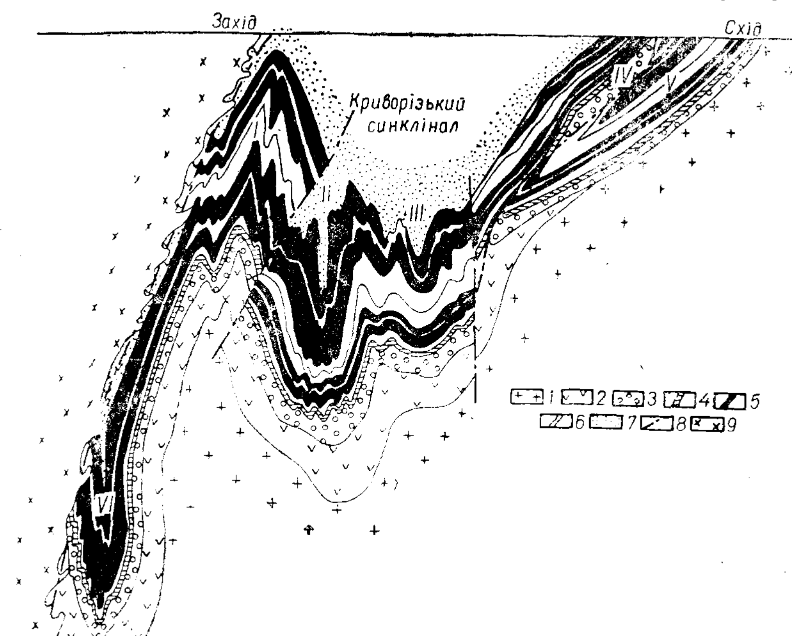


Рис. 42. Тектонічна схема Криворізького басейну (за Я. М. Белевцевим, 1955).

1 — саксаганські плагіограніти; *2* — амфіболіти; *3* — нижній відділ криворізької серії; *4* — тальково-карбонатний горизонт; *5* — залізорудні горизонти середнього відділу; *6* — сланцьові горнзонти середнього відділу; *7* — верхній відділ; *8* — тектонічні зміщення; *9* — кіровоградські мікрокліно-плагіоклазові граніти. *I* — Тарапако-Ліхманівський антиклінал; *II* — Західноінгулецька мульда; *III* — Східноінгулецька мульда; *IV* — Саксаганський антиклінал; *V* — Саксаганська синкліналь; *VI* — Ліхманівська синкліналь.

му районі, то для виділення названої серії гнейсів в окремий стратиграфічний підрозділ достатніх підстав немає.

Граніто-гнейсовий фундамент на Криворіжжі сильно розчленований і незгідно перекритий осадочно-метаморфічними породами криворізької товщі. За межами залізорудної формації, а почасти і в її межах, дуже поширений граніт кіровоградського типу (антонівський, житомирський), пов'язаний з формуванням Криворізької структури. Структура фундаменту Криворіжжя дуже складна.

Відклади, що входять до складу криворізької серії, дуже різноманітні. Стратиграфічні взаємовідношення між ними показані на схемі рис. 42.

Найдавніші геологічні утворення — метабазити і ультрабазити криворізької серії описували С. Конткевич (1880), П. П. П'ятницький (1898), В. Ю. Тарасенко (1914), М. П. Семененко (1946), І. С. Усенко (1953), Ю. Ір. Половинкіна (1954) та ін.

За даними І. С. Усенка, метабазити в Криворіжжі найповніше виявлені по рр. Саксагані і Інгульцю. По р. Саксагані вони відслонюються на протязі понад 35 *км* між сел. Червоний Гірник і б. Петриковою. Потужність метабазитової смуги змінюється від 100 до 2000 *м*. На всю

потужність ця товща відслонена по б. Глеюватій. За даними Усенка, метабазити там характеризуються значною різноманітністю, що зумовлена переверствуванням різних за структурою, віком і складом смуг. Там є і тонкозернисті, майже афанітові, різновидності і дрібнозернисті, серед яких одні мають мигдалекам'яну текстуру, другі — масивну, треті — яскраво виявлену сланцюватість. Таке переверствування пояснюється повторним виверженням магми на поверхню. Загальновизнаним є тепер уявлення про покривне залягання метабазитів Криворіжжя. До ультраоснòвних ефузивних порід Ю. Ір. Половинкіна відносить також і талькові сланці, які є виверженими та зміненими аналогами серпентинітів, штокоподібні поклади яких виявлені в б. Приворотній тощо.

На цій підставі слід розглядати нижню частину криворізької серії як осадочно-вулканогенну.

Метабазити басейну Саксагані, за визначенням І. С. Усенка, мають мінералогічний склад, який відповідає амфіболітам. Головна складова частина їх — амфібол — виявлена переважно роговою обманкою, рідше актинолітом і альбітизованим плагіоклазом. Головним породоутворюючим мінералом часом буває кліноцоїзит.

У числі другорядних мінералів поширені такі: кварц, магнетит, сфен, пірит, біотит, хлорит, апатит і карбонат. За особливостями структури і кількісним співвідношенням мінералів серед метабазитів р. Саксагані виділяються такі їхні відміни (І. С. Усенко, 1953): 1) епідіабази — офітова структура; 2) альбітизовані амфіболіти — гетеробластова; 3) епідот-альбітизовані амфіболіти — гетеробластова; 4) епідотизовані амфіболіти—гетеробластова, частково нематобластова; 5) кварцово-роговообманкові сланці — нематобластова і 6) епідозити — гранобластова чи гетеробластова структура.

Метабазити, відслонені по р. Інгульцю, менш змінені у порівнянні з метабазитами басейну Саксагані.

Хімічний склад мета- і ультрабазитів з Криворіжжя, Базавлук-Чортомлицької і Верхівцівської та Оріхово-Павлоградської і Запорізько-Конкської зон характеризують такі дані (Усенко І. С., 1953):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2 . . .	56,62	56,00	51,36	48,44	47,22	48,06	41,54	49,06	52,20	50,08	30,18	41,57
TiO_2 . . .	1,29	0,99	0,57	0,49	0,96	0,59	0,51	0,32	0,18	0,40	0,04	0,04
Al_2O_3 . .	14,68	12,87	15,29	16,49	16,00	15,99	27,69	7,46	6,30	13,65	1,19	1,65
Fe_2O_3 . .	2,72	1,69	1,03	1,08	1,12	0,52	6,84	2,32	4,06	4,40	4,50	7,17
FeO . . .	9,00	8,86	7,29	11,66	11,95	12,53	0,14	11,90	5,45	10,42	6,61	1,43
MnO . .	0,19	0,09	0,19	0,17	0,26	0,18	0,03	0,16	0,04	0,74	0,21	0,03
MgO . .	3,30	4,98	7,96	7,06	8,21	5,81	0,14	14,95	26,72	6,01	32,57	36,50
CaO . . .	4,58	6,69	9,48	10,32	10,36	13,78	21,92	9,66	0,68	7,92	0,05	0,27
Na_2O . .	5,19	4,87	4,12	2,00	1,93	0,43	0,72	0,93	0,60	1,22	0,13	0,02
K_2O . . .	0,54	0,90	1,25	0,72	0,14	0,30	0,81	0,12	0,20	2,24	—	
H_2O+ . .	1,49	1,34	1,44	1,62	1,77	1,89	0,10	3,48	3,28	1,80	0,06	0,86
H_2O^- . .	0,46	0,45	0,18	0,16	0,08	—	0,12	0,26	0,30	0,10	В. п. п. 23 62	В. п. п. 10,56
Разом	100,06	99,73	100,16	100,21	100,00	100,08	100,56	100,62	100,01	98,98	99,16	96,85

1—епідіабаз, б. Глеювата; 2—альбітизований амфіболіт, правий берег р. Саксагані, нижче р. Сербинової; 3 — амфіболіт, лівий берег р. Інгульця, проти гирла б. Тимашової; 4 — плагіоклазовий амфіболіт, б. Скелювата, правий берег Базавлука; 5 — плагіоклазовий амфіболіт, р. Солона; 6 — епідотизований амфіболіт, правий берег Базавлука, б. Калинова; 7 — епідозит, середня течія р. Базавлука; 8 — актиноліт, правий схил долини р. Чортомлика, нижче б. Казарської; 9 — хлорито-тальковий сланець, там же; 10 — альбітизований метабазит, правий берег р. Мокрої Сури, нижче с. Аполлонівки; 11 — тальково-карбонатна порода, р. Конка; 12 — серпентиніт, с. Славгород.

У нижній частині криворізької серії виявлені також пластичні породи. Серед них відомі аркозові пісковики, що переходять у кварцито-пісковики і кварцити, часто білого кольору. У верхній частині розрізу аркозові пісковики переверствовуються з серицитовими сланцями. Складаються пісковики з кластичного кварцу, польового шпату та кварцово-серицитового цементу. З акцесорних мінералів зустрічаються мусковіт, циркон, рутил, турмалін та хлорит.

У нижній частині розрізу іноді спостерігаються конгломерати, відслонення яких відомі по р. Інгульцю. Розмір гальок часто досягає

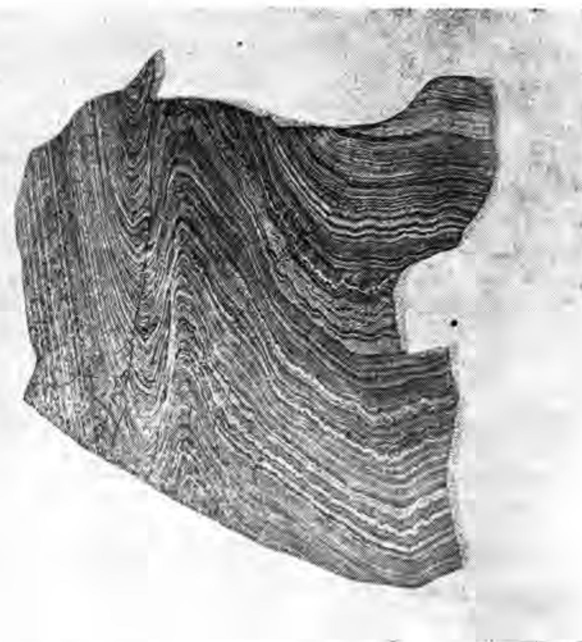


Рис. 43. Смугастість джеспілітів п'ятого рудного горизонту, стиснутих у складку. Розмір натуральний. (Фото Я. М. Белєвцева).

30 *см*. У складі гальок переважають кварцити і кварцово-серицитові філіти. Середній і верхній відділи криворізької осадочно-метаморфічної серії характеризуються збільшенням в їх складі пісковиків, сланців та роговиків, а в верхній надрудній частині — пісковиків.

Наверствування сланців і роговиків характеризується яскраво виявленою ритмічністю. У товщах аспідних сланців переверствування їх з роговиками підкреслюється проверстками товщиною в 1—3 *см*. Аналогічне закономірне переверствування спостерігається також у джеспілітах і залізисто-кварцових роговиках (рис. 43). Характер ритмічного наверствування, товщина проверстків і поширення осадочно-метаморфічних порід криворізької серії не залишають сумніву в тому, що вихідні осадки, з яких вони утворилися, відкладались у субгеосинклінальних умовах. За характером наверствування це аналоги пізніших флішових формацій геосинклінальних областей. Незважаючи на складні пізніші тектонічні впливи, зміни і перетворення, найдавніші флішоподібні відклади в Криворіжжі все ж зберегли свої головні ознаки. За особливостями вихідних осадків М. П. Семененко поділяє сланці криворізької осадочно-метаморфічної товщі на: 1) глинисті, алюмосилікатні, 2) магнезіальні і 3) залізисто-магнезіальні. З порід, що утворилися з глинистих осадків виявлені, за мірою метаморфізму, сланці аспідні;

філітові, глинисто-вуглисті та слюдяні. Аспідні сланці мають сіре забарвлення, легко розколюються на тонкі плити, складаються з серициту, кварцу, вуглисто-графітової речовини, домішки хлориту і акцесорних мінералів — турмаліну, апатиту, рутилу та піриту; відзначаються великою мінливістю та поступовими переходами до аспідно-хлоритових сланців і залізистих роговиків; бувають серицитові, кварцові з плямистим забарвленням тощо.

Філіти характеризуються зеленуватосірим забарвленням, кварцово-серицитовим складом. Часто переходять в аркозові пісковики, з якими вони звичайно переверствовуються.

У верхній частині криворізької серії виявлені верстви кварцово-серицитових сланців, дуже збагачених на вуглисту речовину, — останньої буває до 20—30%; тоді це породи чорного кольору, м'які, сажисті.

З підвищенням ступеня метаморфізації ці породи переходять у графітові сланці і, рідше, в мікрогнейси. На ділянках з високим ступенем метаморфізму в Криворізькому районі щита зустрічаються слюдяні сланці, які здебільшого переверствовуються з білими кварцитами. За переважанням певних компонентів мінералогічного складу виділяються сланці слюдяні біотито-гранатові, слюдяні ставролітові і дистенові.

Другу групу становлять магнезіальні сланці, виявлені на Криворіжжі тальковими та тальково-актинолітовими породами, в яких вміст тальку та хлориту є змінним. Вони пов'язані переходами з хлоритовими сланцями, що переверствовуються з роговиками. Особливо різноманітні на Криворіжжі залізисто-магнезіальні сланці. Вони найбільш поширені в зонах розвитку роговиків, з якими пов'язані поступовими переходами.

Ступінь метаморфізації залізисто-магнезіальних сланців різний. На них сильно позначилися також метасоматичні процеси. М. П. Семененко виділяє серед цієї групи порід Криворіжжя сланці хлорито-аспідні, хлоритові, гідрогематито-хлоритові, кумінгтоніто-магнетитові та лужно-амфіболові магнетитові. Хлорито-аспідні і хлоритові сланці звичайно мають темнозелене забарвлення різних відтінків; склад їх у більшості є дрібнолускатий. У них спостерігаються порфіробластові виділення мартиту, сидериту та хлоритоїду. З інших мінералів, поряд з кварцом і хлоритом, поширені актиноліт, кумінгтоніт, біотит, серицит, тальк, сидерит магнетит і акцесори апатит, турмалін та пірит.

У процесі змін хлоритових сланців їх залізисті складові частини заміщає гідрогематит, завдяки чому вони набувають червоного забарвлення. На Криворіжжі їх виділяють під назвою «краскових» сланців. Серед інших відмін сланців відзначають кумінгтонітові, в яких, поряд з цим головним мінералом, зустрічаються магнетит, кварц, хлорит, апатит. Питання утворення кумінгтоніту в породах Криворіжжя спеціально розглянула Ю. Ір. Половинкіна. Коли кумінгтоніт у сланцях заміщається внаслідок метасоматозу лужного амфіболу, утворюються лужно-амфіболові магнетитові сланці. Вони дуже поширені у Жовторіцькому районі Криворіжжя. Особливості мінералогічного складу сланців флішоподібної формації осадочно-метаморфічних порід Криворіжжя відбиває їх хімічний склад. За М. П. Семененком (1947), останній характеризується даними вміщеної внизу таблиці.

У складі осадочно-метаморфічних порід криворізької серії часто зустрічаються верстви роговиків. У більшості це дрібнозерниста порода, складена з кварцу та рудного мінералу — мартиту або, рідше, магнетиту; з акцесорних мінералів в них зустрічається апатит. У верствах роговиків виділяють рудні проверстки, в яких зосереджена переважна маса рудних мінералів, напіврудні проверстки, де рудні розсіяні серед кварцу. Ці проверстки мають здебільшого чорний або червоний колір, тоді як у безрудних проверстків він білий або сірий. Товщина проверстків досягає 2 *см.* (рис. 44).

Окрему відміну серед залізистих роговиків становлять джеспіліти, в яких тонкі мартитові проверстки зрідка чергуються з малорудними червоними, синіми або чорними.

Дещо інший характер мають залізисті роговики, у складі яких, поряд з кварцом і рудним матеріалом, трапляються проверстки силікатів, переважно хлориту, амфіболу й глинисті маси. Ці породи описують під назвою залізисто-силікатних роговиків. За особливостями мінералогічного складу серед них виділяють такі роговики: хлорито-маг-

	Залізисто-магнезіальні сланці											Алюмосилікатні сланці				Магнезіальні сланці	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO_2	29,75	36,11	60,73	46,40	34,13	23,43	25,52	24,46	49,70	19,29	18,16	61,75	67,06	59,90	69,70	46,77	47,79
Al_2O_3	5,94	17,69	2,21	2,98	24,58	22,04	12,03	1,35	3,44	15,09	19,40	23,49	15,84	230,5	18,34	9,36	5,68
Fe_2O_3	43,54	29,13	6,90	26,44	28,61	1,98	24,17	43,95	18,40	60,10	55, 6	3,79	0,72	4,40	5,17	3,46	3,89
FeO	14,62	6,35	13,42	17,60	—	30,75	13,02	16,42	9,42	1,00	0,88	—	—	—	—	5,41	7,03
CaO	0,88	0,42	0,74	1,47	0,78	0,32	0,44	3,24	1,98	1,02	сл.	0,18	0,59	1,57	0,13	1,53	0,48
MgO	1,82	2,45	0,58	2,40	5,10	10,29	10,32	3,40	8,63	0,18	сл.	0,41	0,48	1,28	0,97	26,23	25,54
MnO	0,23	0,98	0,16	0,17	—	0,55	0,67	0,17	—	0,10	сл.	—	—	—	—	—	0,79
P_2O_5	0,116	0,108	0,06	0,245	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO_3	0,36	0,163	0,29	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Лугів	3,31	4,41	0,64	0,51	—	0,21	—	3,38	6,21	0,64	сл.	7,31	3,53	4,88	2,54	—	—
В. п. п.	0,10	0,09	3,84	1,04	7,02	10,15	9,29	—	1,71	5,70	6,72	3,89	11,26	4,58	—	6,51	7,18
Гігроск. волога	0,12	1,28	0,21	0,10	—	0,51	3,75	1,76	—	0,40	сл.	0,15	0,68	0,21	—	0,85	0,85
$Fe_{заг}$	41,78	25,28	15,04	32,26	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
TiO_2	—	—	—	—	—	0,42	0,44	0,50	0,29	0,012	—	0,52	1,02	0,61	0,97	—	0,40

1—актиноліто-кумінгтонітові магнетитові рибекітизовані сланці, р. Жовта; 2—гранато-кумінгтоніто-магнетитовий сланець; 3—хлорито-кумінгтонітовий сланець, р. Інгулець, Тарапако-Ліхманівська антикліналь; 4—те саме; 5—хлоритовий сланець, рудник ім. Артема; 6—хлоритовий сланець, б. Кандибина; 7—хлорит (близький до тюрингіту), рудник ім. Фрунзе; 8 — сланець магнетитово-терновськітовий; 9 — терновськіт; 10—красковий гідрогематитовий сланець, рудник ім. Ілліча; 11—красковий гідрогематитовий сланець, шахта «Комунар»; 12—аспідний сланець, рудник ім. Дзержинського; 13—вуглисто-глинистий сланець, лівий берег р. Інгульця; 14—аспідний сланець, рудник ім. Карла Лібкнехта; 15—кварцово-ставролітовий сланець, р. Жовта; 16—тальковий сланець, рудник «Мопр», 17—те саме, б. Дубова.

нетитові, кумінгтоніто-магнетитові, лужно-амфіболові, піроксенові, рибекітові, егірино-магнетитові і мартито-краскові. У переважній більшості з горизонтами роговиків на Криворіжжі пов'язані поклади залізної руди. Виділяють кілька типів останньої. Найбільш поширені: 1) мартитові руди — синьки; 2) гідрогематитові руди — краски; 3) мартито-гідрогематитові руди — краско-синьки і 4) магнетито-силікатні руди.

Хімічний склад залізистих роговиків Криворіжжя характеризують такі дані (за М. П. Семененком, 1947):

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	29,31	39,30	52,12	52,72	23,26	5,25	4,17
TiO_2	—	0,07	—	—	—	0,04	—
Al_2O_3	0,95	0,86	0,25	0,26	0,56	4,70	0,13
Fe_2O_3	65,92	56,54	40,04	33,55	60,07	84,20	70,41
Cr_2O_3	—	—	—	—	—	—	—
FeO	2,46	0,17	6,53	1,31	9,65	0,61	19,94
MgO	0,14	0,14	0,55	0,08	0,28	0,31	1,82
CaO	0,46	0,28	0,29	0,31	0,43	1,10	1,50
MnO	0,15	0,07	0,03	0,01	0,03	0,22	—
Na_2O+K_2O	0,17	—	—	—	—	2,41	—
SO_3	—	—	0,088	0,055	0,20	—	0,074
В. п. п.	0,11	2,50	0,54	9,23	0,34	4,26	2,01
H_2O	0,11	—	0,10	2,02	0,22	0,64	—
P_2O_5	0,01	0,08	0,076	0,01	0,18	—	P=0,613

1 — джеспіліт, б. Дубова; 2 — мартитовий роговик, рудник «Радянський»; 3 — актиноліт-кумінгтоніт-магнетитові роговики, р. Жовта; 4 — егірино-магнетитові роговики, р. Жовта; 5 — кумінгтоніт-актиноліт-магнетитовий роговик, р. Інгулець; 6 — краскова руда, рудник ім. Ілліча; 7 — магнетитова руда, рудник «Радянський».

Як показали дослідження М. М. Доброхотова, С. П. Родіонова, Ю. Ір. Половинкіної, І. С. Усенка, залізорудні формації поширені в межах так званих магнітних аномалій: Кременчуцької, Верхівцівської, Сурської, Чортомлицької, Конксько-Запорізької, Оріхово-Павлоградської, а також на Корсак-могилі, Кам'яній могилі та ін.

За даними М. М. Доброхотова (1955), склад кременчуцької залізорудної формації подібний до складу криворізької осадочно-метаморфічної серії. В її межах цей дослідник виділяє нижній, середній і верхній відділи. Нижній відділ складають, в основному, аркозові пісковики й філіти. В середньому відділі переважають товщі залізистих кварцитів і поклади багатих залізних руд. Загальна потужність відкладів середнього відділу вимірюється 1200 *м*. В його складі, за даними Доброхотова, виявлені, знизу вгору, такі товщі: *нижня сланцьова* (K_2^1), *основна товща залізистих порід* (K_2^2), *товща грубосмугастих залізистих кварцитів* (K_2^3), *середня сланцьова товща* (K_2^4), *середня товща залізистих порід* (K_2^5), *верхня сланцьова товща* (K_2^6) і *верхня товща залізистих кварцитів* (K_2^7).

Відклади верхнього відділу кременчуцької метаморфічної товщі на верствах середнього відділу залягають трансгресивно. В їх складі М. М. Доброхотов виділяє три товщі. Нижня (K_3^1) складена конгломератами, седиментаційними брекчіями, кварцово-флогопітовими сланцями і аркозовими пісковиками. В середній (K_3^2) переважають магнетитові грубосмугасті, звичайно з кумінгтонітом, сланці. Верхню товщу (K_3^3) складають верстви аркозових карбонізованих пісковиків, мікрокварцитів і, вище, доломіти та слабометаморфізовані сірі або чорні сланці з проверстками графіту.

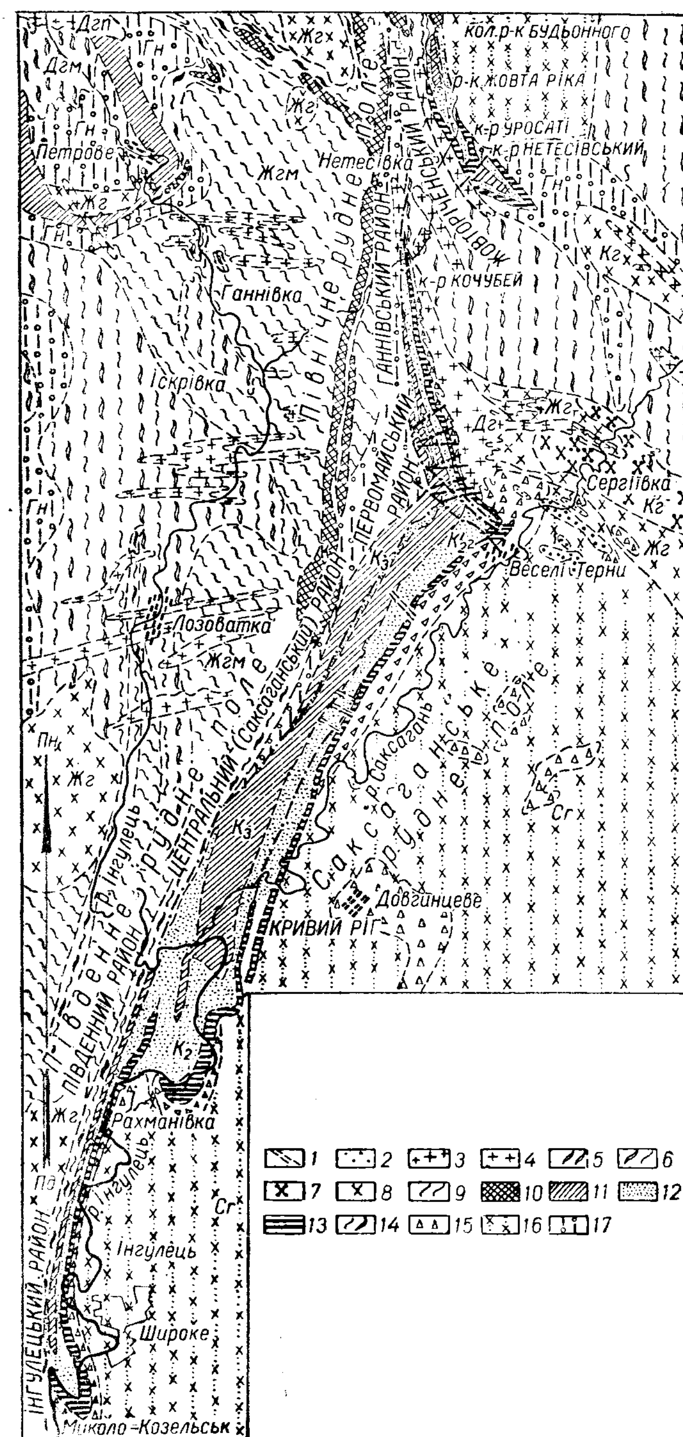


Рис. 44. Схематична геологічна карта Криворізького залізорудного басейну (за Я. М. Бєлєвцевим, 1955).

1 — діабазові дайки; *2* — серпентиніти; *3* — порфіровидні і крупнозернисті рожеві граніти *(Дгп)*; *4* — середньозернисті рожеві граніти *(Дг)*; *5* — мігматити червоних гранітів *(Дгм)*; *6* — полімігматити червоних та сірих гранітів; *7* — порфіровидні сірі граніти *(Кг)*; *8* — сірі середньозернисті граніти *(Жг)*; *9* — мігматити сірих гранітів *(Жгм)*; *10* — нерозчленована криворізька світа; *11* — верхній відділ (K_3); *12* — середній відділ (K_2); *13* — нижній відділ (K_1); *14* — мігматити з участю порід криворізької світи; *15* — зеленокам'яні породи; *16* — плагіоклазові граніти *(Сг)*; *17* — біотитові та інші гнейси *(Гн)*.

У межах аномалії ці відклади утворюють велику синклінальну складку, видовжену на північно-північний схід. Складка асиметрична, західне крило її зрізане насувом. По лінії насуву залізорудна товща перекрита нижньоархейськими біотито-амфіболовими плагіогнейсами з пачками амфіболіту.

Відклади кременчуцької залізорудної товщі мають численні ін'єкції рожевих плагіогранітів, рожевих мікроклінових пегматитів і аляскітових гранітів.

Для залізних руд Кременчуцького родовища М. М. Доброхотов приймає гіпергенне походження.

Один з цікавих районів поширення осадочно-метаморфічних порід являє собою Корсак-могила на Приазов'ї. Цей район розміщений на віддалі близько 25 *км* на північ від узбережжя Азовського моря. Осадочно-метаморфічні породи тут утворюють високий кряж, видовжений у північно-західному напрямку. По осі кряжа розміщуються п'ять кам'яних горбів, що більш як на 80 *м* піднімаються над навколишніми степовими просторами. Горби складені з залізистих кварцитів.

За даними Г. В. Жукова, залізорудна товща Корсак-могили залягає на мігматитах і на породах осадочно-ефузивної товщі. В останньому випадку залягання згідне. Всю залізорудну товщу він поділяє на три відділи. Нижній складається з безрудних кварцитів з пачками біотитових гнейсів. Кварцити білого або світлого забарвлення. Середній відділ товщі включає верстви малозалізистих і залізистих кварцитів, серед яких зустрічаються невеликі пачки біотитових і амфіболо-біотитових гнейсів. Верхню частину розрізу середнього відділу складають залізорудні кварцити. До верхнього відділу залізорудної товщі Г. В. Жуков відносить біотитові гнейси, які лежать в ядрі синклінальної складки. Дані Г. В. Жукова за 1955 рік цілком підтверджують висновки С. П. Родіонова (1947) про те, що осадочно-метаморфічні породи Корсак-могили поділяються на такі три послідовні горизонти: 1) аркозів і білих кварцитів, 2) слабозалізистих кварцитів з амфіболом, 3) залізистих кварцитів.

З приводу осадочно-метаморфічних порід зон магнітних аномалій Ю. Ір. Половинкіна (1954) твердить, що більшість цих родовищ, за винятком Корсак-могили, відрізняється від Криворізького відсутністю кластичних порід нижньої частини розрізу; в їх межах породи осадочно-метаморфічної товщі залягають на амфіболітах і плагіоклазо-амфіболітових сланцях, що відповідають, очевидно, амфіболітам та зеленокам'яним породам Криворіжжя. Випадання з розрізу нижнього горизонту кластичних порід пояснюється великим поширенням основних ефузивів. Половинкіна вважає, що метаморфічні породи всіх зон магнітних аномалій, у тому числі і Кривого Рогу, належать до однієї метаморфічної товщі, яку вона називає криворізькою.

Раніше до таких висновків прийшов І. С. Усенко. Слід, разом з тим, відзначити, що нагромадження осадочно-метаморфічних товщ криворізької серії і залізорудних товщ в інших районах південної частини Українського кристалічного щита відбувалось за істотно різних умов. Головні риси останніх відзначались, очевидно, відносно більшим загальним зануренням у зоні Кривого Рогу, де вони призвели до утворення ровоподібної западини. В умовах западини і, почасти, в безпосередньо прилеглих до неї районах встановився субгеосинклінальний режим і відкладались осадки флішоподібної формації. У спокійніших умовах, в менш різко виявлених ровоподібних прогинах, нагромаджувались осадки в зонах магнітних аномалій, що позначилось, зокрема, на Приазов'ї на їх мінералогічному складі, який часто включає карбонат. Занурення південної частини щита супроводилось посиленою вулканічною діяльністю. Вулканогенні утворення, як справедливо відзначає

М. П. Семененко, мали покривне залягання і характер трапів. Це цілком відповідає платформеному характеру Криворізької структури на перших етапах історії її геологічного розвитку.

Тектоніка Криворіжжя. Криворізький район становить одну з найбільш дислокованих частин Українського кристалічного щита. Поширене уявлення про його загальну синклінальну будову, мабуть, цілком відповідає дійсності. Синклінорій являє собою систему стиснутих складок, в загальному видовжених майже в меридіональному напрямку. Складчасті структури простежуються на протязі майже 250 *км*. Геологічну структуру Криворіжжя вивчали С. Конткевич, П. П. П'ятницький, Я. М. Белевцев, Ю. Ір. Половинкіна, М. П. Семененко та ін. Проте тектоніка Кривого Рогу в цілому вивчена ще недостатньо.

Складові частини Криворізького синклінорію найповніше виявлені в районах Інгульця—Саксагані і р. Жовтої. У районі Інгульця—Саксагані розміщена велика синклінальна складчаста структура, яка простягається щось на 60 *км*. У південній частині її відокремлюється Інгулецька синкліналь. Західне крило синкліналі зрізане насувом. Східне крило синклінорію становить Саксаганська смуга, що простягається на 30 *км*. Внутрішня структура Саксаганської смуги складна. Головну частину її становить Саксаганська синкліналь. Західне крило її зрізане насувом, вздовж якого виступає Саксаганська антикліналь. Ось чому в південній частині Саксаганської смуги виявлено подвоєння розрізу осадочно-метаморфічної товщі. Ширина Криворізького синклінорію в районі Кривого Рогу — 7 *км*. Це відкрита синкліналь. Її крила являють собою стиснуті, часом перекинуті, лускоподібні складки. Складчасті структури занурюються в північному напрямку. Замкові частини їх, у свою чергу, ускладнені другорядними складками і стиснуті, місцями, до складної гофрировки верств. У товщах кристалічних сланців широко виявлена мікроскладчастість, в окремих проверстках і пачках їх зумовлена переміщенням одних частин товщі відносно інших. Формування складчастих структур у Криворізькому синклінорії зумовлене загальним рухом мас у процесі стиску. Другорядні складки і гофрировка відображають диференціацію цих рухів у процесі формування складок.

Спрямовання складкоутворюючого зусилля в процесі формування Криворізької синклінальної складчастої структури було надто мінливе. На ньому позначались особливості блокової будови субстрату, в якому формувався синклінорій, і, зокрема, морфологія жорсткої рами, що його стискала. За цих умов переважали криволінійні, часом обертові, рухи. Вплив їх на морфологію складчастих структур дуже значний. Місцями, як це можна спостерігати у Саксаганському районі, змінність спрямовання складкоутворюючих зусиль від початкової фази утворення складок до їх завершення привела до поворотів осьових поверхень складок, наче накладання пізнішої фази на початкову. Аналогічне явище можна спостерігати у відслоненнях замкової частини Криворізької синкліналі, Тарапаківської антикліналі тощо. Однак формування таких складних структур не свідчить про два періоди складчастості криворізької осадочно-метаморфічної системи, поділені значним протягом часу, а пояснюється, мабуть, пережимом складок за умов одного етапу складкоутворення.

Результатом своєрідних умов складкоутворення у Криворізькому районі є дуже складна пересіченість осадочно-метаморфічних товщ розломами, часом зі значним переміщенням мас вздовж площ розривів. М. П. Семененко (1946) серед дислокацій цього типу виділяє: 1) насуви, 2) підсуви, 3) здвиги і 4) шар'яжі та тріщини окремостей, розсланцювання розриву, кліваж розлому і кліваж течії. Розміри переміщень у межах Криворізької складчастої структури значні. Найбільшого розмаху насуви спостерігаються вздовж Саксаганської смуги.

Головний насув простежується по простяганню на 20 *км*, з амплітудою переміщення мас до 1 *км*.

М. П. Семененко так описує його структуру (1946, стор. 142). «Цей насув приурочений до антикліналі, в ядрі якої виступають аркозові пісковики і талькові сланці. Талькові сланці на Жовтневому руднику зустрінуті у свердловинах на глибині декількох сот метрів, а на Дзержинському руднику і південніше вони спостерігаються безпосередньо на поверхні разом з аркозовими пісковиками і філітами. В ядрі антикліналі талькові сланці на Артемівському руднику контактують з залізистими роговиками шостого залізистого горизонту.

Всередині насувної зони площі зміщень нестійкі, вони розгалужуються і супроводяться рядом дрібних форм порушень вищого порядку».

Ряд дослідників Кривого Рогу дотримується думки про багатофазність формування Криворізької синклінальної складчастої структури. М. П. Семененко виділяє чотири фази горотворення. Він гадає, що перша фаза тектонічного процесу дала стиснуту субмеридіональну (північно-північний схід, 15°) складчасту структуру у вигляді перекинутих лежачих ізокліналей, часто лускоподібних з насувами. Вона утворила головну структуру Саксаганського району. Друга фаза, за його уявленнями, повторила напрямок структур першої фази, дала відкриті складки, які перетинають складчастість першої фази і утворюють серед дрібних форм фестончасті складки. Ця складчастість створила основний синклінорій Кривого Рогу. Третя фаза, на думку Семененка, є поперечною до двох перших і деформує давніші структури в широтному напрямку. На Первомайському руднику вона, ніби, утворила великий розлом з великим флексурним перегином і лускоподібними скибово-покривними структурами. У четверту фазу тектонічних процесів утворився гранітний насув на Інгулецькому руднику, виникли брекчії і порожнини обсягом до 20 $м^3$.

Ю. Ір. Половинкіна (1954) відносить утворення Криворізького структурно-петрографічного району Українського кристалічного щита до пізнього архею або раннього протерозою. В його формуванні вона виділяє три етапи: 1) геосинклінальний, нагромадження криворізької товщі та основних ефузивів — амфіболітів і талькових сланців, 2) орогенний — складчастість криворізької товщі і інтрузії гранітів дніпровсько-токівського, пізніше дніпровського аплітоїдного типів, і 3) утворення широтних дайок олівінового діабазу, габро-діабазу, кварцового порфіриту і кварцового порфіру.

Я. М. Белевцев (1952) приходить до висновку, що структура Криворізького залізорудного басейну мала дві фази горотворення, розділені між собою епохою тривалого розмиву. Розвивалася структура в такій послідовності: 1) формування архейського фундаменту; 2) тривалий розмив і нагромадження товщі криворізької серії за умов коливальних рухів; 3) перша тектонічна фаза — утворення складчастості субмеридіонального і поперечного до нього простягання, насувів та поперечних переміщень; інтрузії сірих мікрокліно-плагіоклазових гранітів житомирського типу; 4) платформені умови; 5) друга тектонічна фаза — утворення поперечних складок, розломів та зон зім'яття; інтрузії гранітів дніпровсько-токівського типу. В пізніших роботах Я. М. Белевцев про інтрузії гранітів не згадує. Великого значення тепер він надає метаморфізму і метасоматозу.

Загальні особливості геологічної структури Кривого Рогу дають підстави пов'язувати утвореня її з процесом руху мінеральних мас, що був зумовлений розвитком розломних дислокацій і зв'язаних з ними інтрузій. Коли це не виключено, то в історії формування Криворізького синклінорію найважливішим був етап розломних дислокацій кристалічного фундаменту платформи і північно-північно-східного простягання та занурення Криворізької субгеосинклінальної зони.

Розломні дислокації і занурення супроводили вулканічні виверження, продукти яких являють собою метабазити, ультрабазити, серпентиніти та ін. Дальший етап становить тривалий процес осадконагромадження за умов ритмічних коливальних рухів і утворення осадочно-метаморфічного криворізького комплексу. Дислокації верств потужної товщі осадків у Криворізькому синклінорії утворилися в результаті тангенціального стиску жорсткої рами прогину,— це сталося при переорієнтуванні субмеридіональних напружень на субширотні пізнішої тектонічної епохи. На морфології структур Криворізького синклінорію в значній мірі позначилися особливості скибової тектоніки фундаменту та конфігурація рами. З цими особливостями в першу чергу слід пов'язувати наявність розривів близького до широтного простягання.

8. ЗАПОРІЗЬКИЙ, АБО НИЖНЬОДНІПРОВСЬКИЙ, РАЙОН

Запорізький, або Нижньодніпровський, район Українського кристалічного щита, у порівнянні з іншими його частинами, невеликий. Він займає площу, прилеглу до долини Дніпра між Дніпропетровськом і Нікополем.

Кристалічний фундамент у межах нижнього Придніпров'я, як і на Криворіжжі, має дуже нерівну поверхню. На ньому розвинутий потужний покрив осадочних порід, у складі яких бере участь неоген. Нерівності поверхні докембрію в Запорізькому районі мають тектонічне і денудаційне походження. Розломи видовжені в близькому до меридіонального напрямку. Місцями з розломами пов'язані вузькі, долиноподібні грабени, виповнені осадочними породами різного віку. Більшість цих структур похована під осадочною товщею. Окремі з них успадкували долини сучасних річок, зокрема Дніпро. На ділянці між Дніпропетровськом і Запоріжжям Дніпро тече в долині прориву тектонічного походження.

Відслоненість кристалічного фундаменту в межах нижньодніпровської частини щита нерівномірна. Виходи кристалічних порід на денну поверхню приурочені до річкових долин. На схилах вони утворюють, як це спостерігається на Дніпрі, часом високі скелі, іноді окремі підвищення. Де-не-де кристалічні породи перегороджують русла річок, утворюють бистрини і водопади. У лівобережній частині нижнього Придніпров'я, наприклад у верхів'ях р. Конки, у присхилових частинах долин кристалічні породи часто позбавлені покриву з осадочних порід. Тоді вони є складовою частиною форм сучасного рельєфу.

Петрографічний склад докембрію нижнього Придніпров'я різноманітний. На невеликій площі в його межах яскраво виявлені структури північно-західного простягання архейського віку, структури субмеридіонального простягання протерозойського віку, пізніші розломні дислокації і пов'язані з ними інтрузиви. Накладання субмеридіональних структур на складчастий давній фундамент північно-західного простягання найяскравіше виявлене західніше лінії Дніпропетровськ—Нікополь і на схід від лінії Синельникове — гирло Конки.

В межах Нижньодніпровського району кристалічного щита розвинуті осадочно-метаморфічні та інтрузивні кристалічні породи комплексів, що розглядались уже раніш. Серед них найбільше поширення мають утворення дніпровського комплексу. Вони представлені біотито-плагіоклазовими гнейсами, мігматитами і пов'язаними з ними гранітами кременчуцького типу. Ці породи найповніше відслонені в частині, прилеглій до Дніпра. Поряд з цим, переважно на окраїнах району, поширені породи криворізької осадочно-метаморфічної серії. Вони виявлені поки що нерозчленованими товщами залізорудної формації, зо-

середженими в зонах магнітних аномалій, про які мова була вище. Серед наймолодших магматичних утворів у нижньодніпровській частині кристалічного щита велике значення мають сірі та пегматоїдно-аплітоїдні граніти Запорізького масиву, розломних інтрузій та роговообманкові гранодіорити району Лоцмано-Кам'янки.

9. ПРИАЗОВСЬКИЙ КРИСТАЛІЧНИЙ МАСИВ

Приазовський кристалічний масив являє собою крайній південно-східний виступ Українського кристалічного щита.

Географічні межі Приазовського кристалічного масиву становлять: на сході — долина Грузького Єланчика, на заході — долина р. Молочної. З півдня його обмежовує Приазовська низина, на північному сході — Донецький кряж, західніше — верхів'я Гайчуру, Конки, по лінії Волноваха—Пологи—Оріхів, північніше якої простягається плато Гуляй-Поле.

Область відслонень кристалічного масиву виступає як *Приазовська височина,* найвища точка поверхні якої — могила Бельмак — піднімається на 325 *м* над рівнем моря. По гребеню Приазовської височини проходить вододіл між річками, що течуть на південь — в Азовське море, і на північний захід — до Дніпра. У зазначених межах Приазовський кристалічний масив майже позбавлений покриву з осадочних порід. Кристалічний фундамент тут відслонюється не лише по річкових долинах, а й по вододілах.

Незважаючи на найвищу міру денудації кристалічного фундаменту, структурні особливості Приазовського масиву все ж подекуди відбиваються на рельєфі. Приклад цього можна бачити у північно-східній частині масиву, де наймолодші інтрузії граніту Кам'яних могил становлять основну рису геоморфологічного краєвиду. Високий кряж утворюють відслонення осадочно-метаморфічних порід у районі Корсак-могили. Подібну будову має район Токмак-могили. Гранітний, дещо піднятий, цоколь у цьому районі підкреслюється могилами, що здавна насипані на ньому. Трохи західніше кристалічні породи відслонюються деколи по долинах річок. На їх схилах вони утворюють більш-менш значні скелі й кручі, у відслоненнях можна спостерігати складні системи тріщин, які перетинають гранітні масиви і розчленовують їх на кутасті окремості.

Найбільш повно відслонені кристалічні породи по долині Кальміусу (рис. 45). Ця річка перетинає на всьому протязі Приазовський кристалічний масив з півночі на південь. Ряд важливих для розуміння геології Приазов'я відслонень зустрічається також по долинах деяких приток Кальміусу.

У більшості випадків кристалічні породи виходять на денну поверхню у руслі річки, на її терасах, на схилах долини. Окремі скиби кристалічних порід, сильно звітрілі, мають округлу форму. Часто вони утворюють урвища, що надає схилам особливого вигляду. В інших випадках відслонення докембрію набувають вигляду високих скель. Останні відслонення докембрію в басейні Кальміусу на південній окраїні Приазовського кристалічного масиву зустрічаються недалеко від гирла р. Кальчика в околицях Жданова.

Для висвітлення питання геологічної будови південних окраїн Донбасу велике значення мають відслонення у північно-східній частині Приазовського кристалічного масиву, де яскраво простежується контакт докембрійського фундаменту з девонськими відкладами.

У свій час Я. П. Скляр (1951) доводив, що граніти, поширені по Мокрій Волновасі, молодші від девонських відкладів. Він начебто спостерігав інтрузії граніту в девонську товщу і наявність у гранітах ксенолітів девонських пісковиків. Ці спостереження спростував М. В. Муратов (1953).

Безпосередній контакт граніту і девонських відкладів добре виявлений у басейнах рр. Кашлагача і Мокрої Волновахи. По Кашлагачу, в районі Велико-Анадольського лісництва і с. Благодатного, послідовно відслонюються докембрійський фундамент, девонські й кам'яновугільні відклади. Біля ставка в с. Благодатному докембрій утворює основу греблі і на значному протязі він відслонюється вздовж лівого берега (рис. 46). Тут видно, як на нерівну поверхню кристалічних порід незгідно налягає майже горизонтальна товща девону. Нижня частина девону виражена грубозернистими аркозовими пісковиками і конгломератами. У конгломератах переважає галька кварцу і часто зустрічаються валуни граніту досить значного розміру. Характер контакту не залишає сумніву в тому, що між часом утворення кристалічних порід, з одного боку, і девонських відкладів, з другого, була дуже тривала перерва.



Рис. 45. Гранітні скелі на берегах Кальміусу в районі переходу через річку дороги Сталіно—Жданов.

Подібні відслонення кристалічних порід і девонської осадочної товщі зустрічаються по долині р. Мокрої Волновахи, у районі с. Стили. Трохи нижче села біля підніжжя схилу лівого берега річки відслонюються граніти. Рельєф їх горбастий. Поверхня нерівностей згладжена, денудаційна. На ній залягає верствувата товща білого девону. Характер контакту тут, як і в Благодатному, однаковий. Трохи східніше спостерігається порушення залягання девонських відкладів, і далі — тектонічний контакт вулканогенних порід і молодших горизонтів девону з білим девоном. Нижче цього місця відслонення кристалічних порід по долині Мокрої Волновахи не трапляються. На підставі відслонень, виявлених по Мокрій Волновасі, можна зробити лише той висновок, що залягання девону на кристалічних породах є незгідним — верстви девонського віку накладені на нерівну поверхню докембрію. На узбережжі Мокрої Волновахи так само можна спостерігати, що докембрій,

разом з девоном, є складовою частиною розломних структур, з якими пов'язане було виверження вулканічних мас. Тектонічне занурення кристалічного ложа під Донецький кряж дає підстави для висновку про платформені умови в цьому районі до початку девонських розломів і опускання.

Структура і петрогенезис Приазовського кристалічного масиву дуже складні. Взаєморозміщення кристалічних порід, які беруть участь в його будові, дають підстави для виділення в його межах різних за



Рис. 46. Відслонення докембрію та девону на лівому березі р. Кашлагача. Район с. Благодатного.

віком генерацій. Петрографію Приазов'я вивчало багато дослідників, а серед них особливо докладно — Й. А. Морозевич (1901), А. С. Гінзберг (1915), П. І. Лебедєв (1921—1934), Л. Ф. Айнберг (1927—1933), Б. М. Куплетський (1933), В. І. Кузьменко, В. І. Лучицький (1934—1947), І. Д. Царовський (1948, 1954), І. С. Усенко (1952, 1953).

У будові Приазовського кристалічного масиву широко представлені відклади, серед яких є аналоги як дніпровського, так і тетеревобузького осадочно-метаморфічних комплексів. Однак стратиграфічні межі їх висвітлені ще зовсім недостатньо. Як і в інших частинах Українського кристалічного щита, в Приазовському кристалічному масиві в складі архейської групи осадочно-метаморфічних порід виявлені біотитові, біотито-гранатові, роговообманкові, кордієритові, ставролітові, силіманітові і графітові гнейси. Відомі також верстви кварцитів та кристалічних вапняків. Велике поширення мають мігматити. В окремих частинах Приазовського кристалічного масиву часто зустрічаються мета- і ультрабазити. Найбільше вони виявлені в басейнах рр. Берди, Обіточної та Кільтичії, де їх докладно вивчив І. С. Усенко (1953). Залягання мета- і ультрабазитів різне. Вони часто утворюють потужні серії, смуги, які згідно залягають серед гнейсів. Серед мігматитів вони залягають переважно у вигляді ксенолітів більшого чи меншого розміру. Аналізуючи залягання мета-ультрабазитів по долині р. Берди, І. С. Усенко (1953) робить висновок про послідовність формування цих і супроводячих їх порід. За його даними, найбільш давніми є гнейси і переверствовані з ними та, почасти, січні ультрабазити. Гранодіорити утворилися пізніше від гнейсів і метабазитів. Вони вміщують ксеноліти як гнейсів, так ультрабазитів і пов'язаних з ними метабазитів (амфіболіти). Самі гранодіорити мають гібридний характер, оскільки вони асимілювали велику кількість матеріалу, переважно гнейсу і основної інтрузії.

Більш молодими утвореннями в межах Приазовського кристалічного масиву є інтрузивні магматичні породи. І. Д. Царовський твердив (1948), що вони утворюють три послідовні генерації: 1) сірі дрібнозернисті граніти, 2) рожеві середньозернисті граніти, 3) кальміуський граніто-сієнітовий комплекс.

Приазовський лужний комплекс. У складі граніто-сієнітового комплексу лужних порід, поширеного в басейні р. Кальміусу, В. І. Лучицький (1936) виділив дві, різко відмінні одна від одної, групи порід: першу — групу лужних гранітів та сієнітів (або габро-сієнітову, чи чарнокітову, серію — за П. І. Лебедєвим, 1934) і другу — групу фойяїтових порід.

Лужні граніти і сієніти переважно середньозернисті породи зеленосірого, майже чорного, або червоного кольорів. Головні складові частини цих порід: мікроклін, плагіоклаз; особливо численні амфіболи, піроксени, біотит, олівін. Переважають амфіболи і піроксени лужного складу. Великою різноманітністю відзначаються рогові обманки. Серед них виявлені гастингсити, кросити, рибекіти; це доказ зв'язку гранітів з сієнітами і, далі, з фойяїтами.

П. І. Лебедєв (1934) розробив класифікацію порід лужного комплексу, яка дає уявлення про їх різноманітність, але не вичерпує їх характеристики:

Фація масивних порід

I. Лужні сієніти
- 1. Авгітові
- 2. Тарамітові (гастингситові)
- 3. Графітові

Кварцові лужні сієніти (нордмаркіти)

II. Фойяїти
- 1. Тарамітові (гастингситові)
  - а) лейкократовий тип
  - б) меланократовий тип
- 2. Егіринові

III. Маріуполіти
- 1. Меланократові
- 2. Проміжні
- 3. Лейкократові.

Дуже складний і різноманітний комплекс фації жильних порід лужної магми, виділених П. І. Лебедєвим, перерахований раніш.

Лужний сієніт за зовнішніми ознаками подібний до граніту; близький також їх мінералогічний склад, коли не зважати на наявний в гранітах кварц. Особливості лужних сієнітів міняються залежно від зміни їх мінералогічного складу. Поширені різновидності їх являють собою кварцові лужні сієніти (нордмаркіти), дуже близькі за складом і структурою до лужних гранітів, авгітові й піроксено-амфіболові сієніти; діалагові, егірин-авгітові й егіринові сієніти; графітові сієніти, амфіболові (гастингситові, тарамітові, кроситові та ін.). Фойяїти і маріуполіти Приазовського кристалічного масиву відзначаються великою мінливістю мінералогічного складу. Серед виявлених мінералів відомі альбіт, калійовий польовий шпат, содаліт, канкриніт, егірин, лепідомелан, пірохлор, бекеліт, магнетит, флюорит, біотит, пірит, натроліт, кальцит та ін.

Поряд з дуже мінливим мінералогічним складом маріуполіт відзначається також великою мінливістю текстури. Відомі такі їх різновидності — трахітоїдна, трахітова, флюїдальна тощо.

З фойяїтами пов'язане значне поширення пегматитів, для яких характерні виділення великих кристалів егірину, фойяїту та польового шпату (Б. М. Куплетський, 1933). З ройяїтами генетично пов'язані також жили мончікітів і камптонітів, виявлені у кам'яновугільних відкладах по р. Кринці. На цій підставі О. П. Карпінський (1911) висловив думку, що граніти й фойяїти поширюються далі на схід від долини Кальміусу на площі близько 90 *км* довжини і 20 *км* ширини, під кам'яновугільними й більш давніми відкладами. На думку Б. В. Мефферта, генетичний зв'язок між фойяїтами і мончікітами та камптонітами виявився в тому, що після застигання інтрузій фойяїтів на глибині були розломи і скидові дислокації. Тріщини при цьому досягали інтрузивів, де відбувалось повторне нагрівання і розплавлення мас, і розплави проникали в тріщини. Розмах скидів досягав 1650 *м*. Повторне розплавлення і повторну кристалізацію жильних порід припускав також Й. А. Морозевич. В. І. Лучицький вважав, що інтрузії мончікіто-комптонітової фації фойяїтів стались у наявну вже Донецьку складчасту структуру, і на цій підставі він відносить утворення всього лужного комплексу Приазовського кристалічного масиву до мезозою.

Відповідно до мінливого мінералогічного складу, комплекс лужних порід Приазовського кристалічного масиву має також мінливий хімічний склад (В. І. Лучицький, 1936):

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	F	
1	71,06	0,53	13,35	1,13	2,15	0,14	0,27	0,88	2,80	6,76	—	Лужні насичені породи (сієніти та граніти)
2	63,95	0,19	16,28	3,8[illegible]	1,68	0,12	0,23	1,99	4,95	6,[illegible]6	—	
3	61,14	0.92	14,88	4,54	5,76	0,12	1,14	4,19	3,01	3,75	—	
4	62,39	0,56	16.87	2,36	3,6[illegible]	0,13	0,43	1,04	4,38	5,81	—	
5	67,04	0.72	12,56	1,39	6,17	0,11	0,38	2,17	3,[illegible]5	5,04	—	
6	59,25	0,49	17,26	0,31	0,07	—	0,[illegible]7	0,16	6,85	4,88	—	
7	54,57	0,56	2[illegible],32	3,53	3,15	1,67	0,26	—	8.78	5,82	0,19	Лужні ненасичені породи
8	61,01	—	16,85	1,49	5,53	2,95	0,19	—	4,37	6,22	—	
9	55,51	0.94	18,90	6,[illegible]2	0,22	1,56	0,37	—	12,85	2,04	0,23	
10	58,35	0,17	2[illegible],79	2,39	0,60	1,13	0,11	—	11,23	3,55	0,17	
11	46.12	5,30	16,33	6,8[illegible]	6,19	0,25	4,43	6,82	4,38	2,82	—	Жильні породи
12	64,40	сл.	18,17	3,55	0,87	0,[illegible]3	0,11	0,13	7,57	4,07	—	
13	46,15	2,60	15,01	4,16	8,09	0,27	5,15	8,01	4,40	2,26	—	

1 — лужний граніт, правий схил р. Кальчика; 2 — лужний кварцовий сієніт (нордмаркіт), б. Валі-Тарама. 3—габро-сієніт (адамеліт); 4—габро-сієніт, околиці Старого Крима; 5 — нордмаркіт; 6 — графітовий сієніт; 7 — трахітоїдний тарамітовий (гастингситовий) фойяїт; 8 — фойяїт; 9 — гнейсоподібний маріуполіт; 10 — нормальний крупнозернистий маріуполіт; 11 — сельвсбергіт, р. Кальчик; 12—мончікіт, р. Кальчик; 13 — камптоніт, р. Кальчик.

Червоні порфіроподібні гранітні інтрузії Кам'яних могил. Серед наймолодших інтрузивних порід Приазовського кристалічного масиву помітне місце займають червоні грубозернисті порфіроподібні граніти. Відслонення їх відомі лише в східній частині масиву, де їх описували М. І. Безбородько (1935), Т. Ю. Лапчик (1947), І. С. Усенко (1952), Ю. Ір. Половинкіна (1954) та ін.

Значні масиви цієї породи виступають у нижній течії рр. Кальчика і Кальміусу в районі сс. Катеринівки, Карані тощо. Найяскравіше виявлені вони в басейні р. Каратиша, між сс. Бойовим і Українкою. За особливостями поширення граніту в цьому районі можна вважати, що він утворює невеликий за розмірами плутон. Нормальний інтру-

зивний тип магми становить також граніт із нижньої течії Кальчика. Граніти Кам'яних могил утворюють високий кряж, який різко виступає над прилеглими просторами. Порода розбита складною системою тріщин на паралелепіпедальні окремості.

Звітрілі маси їх, часто хаотично нагромаджені, утворюють своєрідний, неповторний на Приазов'ї, краєвид.

Граніт із Кам'яних могил являє собою породу червоного кольору, грубозернисту, порфіроподібну. Мінералогічний склад його такий: мікроклін, ортоклаз, плагіоклаз, кварц, біотит, рогова обманка, піроксен, апатит та магнетит. Порфіроподібні кристали утворює переважно мікроклін; його забарвлення визначає колір граніту.

До цього типу граніту належать, очевидно, масиви червоного граніту, поширені по долині нижньої течії Кальміусу і Кальчика. Хімічний склад його (М. І. Безбородько, 1935) такий:

SiO_2	68,14	CaO	2,22
TiO_2	0,51	MgO	0,37
Al_2O_3	13,26	K_2O	5,65
Fe_2O_3	1,68	Na_2O	4,36
FeO	3,11	H_2O	0,15
		Разом	99,45

З утворенням гранітних інтрузій Кам'яних могил завершується інтрузивна активність магми в межах Українського кристалічного щита. У різних його частинах і в різний час вона проявлялась на протязі всієї архейської і протерозойської ер. Під кінець докембрійського часу розвиток структури щита завершився. У дальші періоди історії геологічного розвитку південного заходу Російської платформи прояви магматичної діяльності мали місцевий характер, виявлялися ефузивними процесами і були приурочені до розломів. Територіально вони розміщалися в інших структурних областях, які розглядаються далі.

10. ПОКРИВ ОСАДОЧНИХ ВІДКЛАДІВ НА УКРАЇНСЬКОМУ КРИСТАЛІЧНОМУ ЩИТІ

Відслоненість кристалічного фундаменту в межах щита незначна. По долинах численних річок виступають лише окремі підвищення поверхні докембрійських порід. Рельєф докембрію щита має характерні риси і майже зовсім не досліджений. Потужність покриву осадочних порід в його межах залежить від рельєфу щита. Як правило, вона збільшується в його пониженнях і зменшується на підвищеннях. Найбільші заглиблення виповнені найдавнішими породами. Повні розрізи осадочних відкладів виявлені лише в западинах південно-західної частини Російської платформи, поза межами самого щита.

Західні окраїни щита, де кристалічний фундамент відносно спокійно занурюється у бік Галицько-Волинської синеклізи, перекриті найдавнішими відкладами, серед яких в останні роки виявлені нашарування рифейської, кембрійської, ордовицької, силурійської, девонської, кам'яновугільної та пермської систем. Палеозойські відклади на кристалічних породах щита залягають також і в південно-східній його зоні, серед них: силур у Причорномор'ї, девон на Приазов'ї, карбонові й пермські верстви в середньому Придніпров'ї. У північно-східних районах кристалічного щита, в перехідній зоні до Дніпровсько-Донецької западини, на кристалічному фундаменті залягають мезозойські, переважно юрські й крейдові, відклади.

На самому щиті юрські і крейдові відклади поширені окремими плямами. Вони виповнюють значні пониження рельєфу кристалічного

фундаменту, переважно тектонічного походження. Приклади цього знаходимо в межах північної частини Житомирської області, на Запоріжжі, у Гуляй-Пільському районі та ін.

На переважній частині поверхні Українського кристалічного щита залягають верстви палеогенового віку. Місцями вони досить потужні; склад їх мінливий.

У південно-західній частині, на схід від долин рр. Саксагані і Мокрої Сури, на поверхню кристалічних порід поширюються відклади міоценового віку, під якими поховані більш давні наверствовання. З південного заходу, півдня і південного сходу облямовання щита становлять відклади пліоценового віку. На всій його території дуже поширені четвертинні відклади.

Усі верстви осадочних порід, які залягають на Українському кристалічному щиті або облямовують його, в значній мірі складаються з продуктів руйнування кристалічних порід. Історичний і просторовий зв'язок їх є важливим показником для розуміння умов нагромадження осадків і закономірностей розміщення мінеральної сировини в осадочних формаціях південного заходу СРСР. Докладніше стратиграфія осадочних товщ описана при розгляді будови западин кристалічного фундаменту.

РОЗДІЛ VI

ВОЛИНО-ПОДІЛЬСЬКА ПЛИТА І ГАЛИЦЬКО-ВОЛИНСЬКА СИНЕКЛІЗА

1. ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА

Волино-Подільська плита і Галицько-Волинська синекліза займають обширну область, обмежовану на сході краєм Українського кристалічного щита і на південному заході Передкарпатським прогином. На заході і півночі структурні й геоморфологічні межі області лежать поза територією Української РСР. Північно-західний край Українського кристалічного щита на протязі від середньої течії Случі до Дністра, в районі Могилева-Подільського, має тектонічне походження. Його зрізують розломи близького до меридіонального простягання. На захід від цього краю щита кристалічний фундамент Російської платформи занурюється досить швидко. Він має, очевидно, загальну скибову структуру. Разом з тим поверхня кристалічного фундаменту була в значній мірі вирівнена абразійною діяльністю вод тих морів, що багато разів зміняли одно одне протягом тривалої історії геологічного розвитку цієї частини території СРСР.

Про взаємовідношення окремих частин кристалічного фундаменту в межах Волино-Подільської плити і Галицько-Волинської синеклізи можна скласти уявлення лише на підставі загальногеологічних даних і геофізичних досліджень. Крісталічний фундамент має в цьому районі загальний похил на північний захід у напрямку від Могилева-Подільського на м. Сокаль, по течії Західного Бугу. На південний захід від осьової лінії Могилів-Подільський — Сокаль кристалічний фундамент зрізаний системою розломів, що проходять у напрямках Чернівці — верхів'я Західного Бугу і Львів — Рава-Руська. Найголовніший серед розломів становить межу між Передкарпатським прогином і Російською платформою. Він з південного заходу зрізує Галицько-Волинську синеклізу і являє собою результат деформації окраїнної зони Російської платформи за альпійського горотворення.

За найновішими даними (В. Б. Соллогуб, О. В. Мухін, М. В. Чирвінська, 1954), межова зона Російської платформи і Передкарпатського прогину на протязі між Яворовом на північному заході і Чернівцями на південному сході являє собою систему скидів, видовжених у цілому в напрямку, паралельному до Карпат. Амплітуда скидів досягає 1000—2000 *м*. Ширина зони в різних частинах різна і зумовлюється кількістю скидів та їх амплітудою. У скидах беруть участь неогенові відклади. В районі м. Городка, за геофізичними даними, скидова зона має ширину близько 1500 *м*. На таку ж глибину зміщені тут породи

гіпсо-ангідритової товщі. В межах скидової зони вважається можливою наявність кількох уступів з загальним падінням на південний захід. Розлом простягається від Яворова до Стрия. У південно-східному напрямку скид виположується і амплітуда його зменшується до 20—40 *м*. У південно-східній частині, де Городоцький скид сходить нанівець, кулісоподібно до нього підходить нова, Калуська зона, що простягається у тому ж, південно-східному напрямку. Ця зона починається з грабена, амплітуда якого не перевищує 60 *м*. Південна вітка скиду, що обмежовує цей грабен, на південний схід швидко затухає, а північна, що проходить по краю Російської платформи, різкішає, зміщення порід тут досягає 1500 *м*. Гіпсо-ангідритовий горизонт у межах цієї ділянки лежить на глибині 600—700 *м*. Калуська зона розломів має змінну ширину і амплітуду переміщень. Далі в південно-східному напрямку, паралельно до Калуської зони розломів, проходить Станіславська зона. За даними Соллогуба, Мухіна і Чирвінської, вона починається біля м. Миколаєва у вигляді невеликих за амплітудою скидів, що ступінчасто занурюються в напрямку Передкарпатського прогину. В районі м. Станіслава ця зона має вигляд грабена. Тут, між Станіславською і Калуською зонами, кристалічний фундамент утворює виступ — *Отинський горст*. Цей горст на меридіані м. Станіслава різко обривається, а далі, на його продовженні, розміщається *Коломийський горст*. Станіславський розлом, зберігаючи велику амплітуду, простежується далі до Чернівців і зменшується в цьому напрямку. Загальною характерною рисою для всіх трьох ділянок зчленування Російської платформи з Передкарпатським прогином є зменшення амплітуди скидів у південно-східному напрямку. На ділянках, де затухають скиди однієї зони, кулісоподібно до неї підходять скиди дальшої зони.

Занурення кристалічного фундаменту також значні у північній частині району. За геофізичними даними, в цій частині синеклізи, в напрямку Рокитне — Сарни — Ковель — Любомль, проходить розлом; підняте північне крило його є Поліський масив, де докембрійський кристалічний фундамент лежить на незначній глибині.

Південно-східну структурну межу Галицько-Волинської синеклізи становить придністровський виступ Українського кристалічного щита. На правобережжі Дністра продовженням його є підземний поріг, тектонічний уступ якого, очевидно, проходить у напрямку зміни течій Дністра і Пруту: Калюс — Новоселиця.

Таким чином, кристалічний фундамент платформи на захід від Українського кристалічного щита має мозаїчну будову, у вигляді косих скиб з більш зануреними північно-західними краями. Ділянка найбільшого заглиблення фундаменту лежить західніше лінії відслонень палеозою, що проходить у напрямку Золота Липа — Іква. Ця лінія відмежовує Волино-Подільську плиту і синеклізу в південно-західній частині Російської платформи. В південному кутку синеклізи розміщене м. Галич, а в північно-західній частині область занурень охоплює переважну частину території Волині, що й послужило підставою для виділення цієї структури під назвою *Галицько-Волинської*. Інші назви, під якими описують цю синеклізу — Львівська мульда (О. К. Смирнова і С. І. Пастернак, 1948), Львівсько-Люблінська мульда (Д. П. Найдін, 1953) та ін.,— не відбивають її географічних меж.

На кристалічному фундаменті Волино-Подільської плити і Галицько-Волинської западини залягає потужна товща осадочних порід. Найдавніші відклади відслонюються в південно-східній, придністровській, частині району на протязі між гирлом Золотої Липи і Могилевом-Подільським. У відслоненості палеозою спостерігається певна закономірність. Ближче до виступів Українського кристалічного щита

відслонюються давніші верстви, починаючи від раннього палеозою, до девону по долині Золотої Липи. У західно-північно-західному напрямку весь палеозойський комплекс відкладів занурюється (рис. 47). З молодших за девон відкладів, якщо не враховувати незначні відслонення юри, на всій території Галицько-Волинської западини повсюдно поширена крейда. У відслоненнях крейда не зустрічається на північ від лінії Любомль — Камінь-Каширський — Колки, південніше Сарн. Ця лінія приблизно збігається з напрямком розлому, що з півдня обмежовує Поліський підземний кристалічний масив. На південь від цієї лінії крейдові відклади на великому просторі всюди виступають на денну поверхню і майже позбавлені покриву з четвертинних відкладів.

На південь від межі, що проходить майже в широтному напрямку: Рава-Руська — Львів — Вінники — Золочів — Кременець — Ровно — Корець, поширені неогенові відклади. Окремі острівки — останці неогенових відкладів трапляються на північ від цієї лінії, зокрема в районі м. Дубна та між Дубном і Ровном. Це свідчить, що північна межа поширення верхньотретинних відкладів у західній частині УРСР — вторинна, вироблена процесами денудації.

Сучасний рельєф Волино-Подільської плити і Галицько-Волинської синеклізи складний. Розподіл висот в їх межах і будова гідрографічної сітки є результатом тривалої історії геологічного розвитку. Найвищу частину території становить вододіл Дністра, Західного Бугу, Прип'яті і Південного Бугу. В північно-західній частині вододіл має вигляд гористої місцевості, що підіймається майже до 400 *м* вище рівня моря. Горбаста вузька височина ця виділяється під назвою *Розточчя*. На південний схід від Львова висота вододілу підіймається до 473 *м* в. р. м. Сильно розчленована височина лівобережжя Дністра відома як *Опілля*. На північний схід від останнього простягається гористий, теж сильно розчленований уступ, який в окремих своїх частинах має різні назви. У верхів'ях рр. Полтви і Західного Бугу це *Гологори*, між верхів'ями Західного Бугу і Ікви — *Вороняки*, а північно-східніше від них — *Кременецькі гори*. Розточчя, Опілля, Гологори, Вороняки та Кременецькі гори становлять північно-західні окраїни Волино-Подільського плато. Поверхня плато місцями підноситься понад 382 *м* в. р. м. На північ від Волино-Подільського плато простягається Полісся, поверхня якого являє собою низинну рівнину, похилу, в цілому, до долини Прип'яті. Поверхня Полісся у північних районах Української РСР не перевищує 142—147 *м* в. р. м.

Рельєф Галицько-Волинської синеклізи має ступінчасту будову. В його межах простежуються виразні чотири ступені: 1) Опілля, або Волино-Подільське плато, і Передкарпаття, 2) Пелчанське плато, 3) Волинське Полісся і 4) долина Прип'яті. Волино-Подільське плато має асиметричний профіль, його вододільні підвищення зміщені на південь, ближче до Дністра.

Гідрографічна сітка Волино-Подільської плити і Галицько-Волинської синеклізи закономірна. Головні ріки її мають узгоджені долини, розвиток яких зумовлений геологічною структурою. Долина Дністра на значному протязі, від верхів'я до Галича розміщена в межах Передкарпатського передового прогину. Нижче Дністер відхиляється на південний схід і схід, протікає в окраїнній частині Російської платформи, розчленованій розломами. В протилежному до Дністра напрямку, але теж у межах Передкарпатського передового прогину, тече р. Сан. Лівобережні притоки Дністра мають глибокі, більшістю каньйоноподібні, долини. Більшість цих річок тече з півночі на південь, у напрямку загального схилення верств палеозойських відкладів, що відслонюються по долинах. Вироблені долини лівобережних приток

Дністра регресивною ерозією. Береги Дністра здебільшого скелясті і розчленовані ярами.

Річка Прип'ять має долину, розміщену в зоні поліського продовження Дніпровсько-Донецької западини і зони зчленування Поліського і Білоруського кристалічних підземних масивів, яка з півночі обмежовує Галицько-Волинську синеклізу. Праві притоки Прип'яті течуть з півдня на північ. Їхні долини мають складну будову в межах Волино-Подільського плато. Утворення їх відноситься до епохи, яка настала вслід за розмивом уступу Волино-Подільського плато до Поліської низини. В межах Полісся долини правих приток Прип'яті врізані неглибоко. Тераси в долинах виявлені слабо. Здебільшого над заплавою виявлена лише одна тераса. Таку будову, зокрема, має долина Західного Бугу у його верхній течії.

Природні краєвиди в межах Волино-Подільської плити і Галицько-Волинської синеклізи різноманітні і мальовничі. Головні особливості їх визначає положення їх в межах Поліської лісової зони, або лісостепової зони Волино-Подільського плато.

Волинське Полісся має повсюдно рівнинну поверхню, в північних районах більш або менш заболочену. В центральній і південній частинах надмірно зволожені місця поширені лише по річкових долинах. Характерні для поліської природи ліси у незайманому стані збереглися лише в північних районах Волинської і Ровенської областей. Південніше ліси, порослі на порубах, чергуються з вересковими галявинами і молодими сосновими борами, насадженими в роки радянської влади.

На всій обширній території південної Волині та північної частини Львівської області основну рису краєвидів становлять колгоспні поля серед цілковитої рівнини. На полях зрідка трапляються невеличкі соснові перелiски. Під впливом людської діяльності у густо заселених районах склад рослинності Полісся цілком змінився. Особливо яскраві зміни краєвидів вносить колгоспне будівництво, зокрема розведення садів та будівництво ставків. Збагачується склад культурних насаджень. Облагороджена природа грає новими яскравими барвами.

Південна межа Полісся позначається не тільки зміною рослинності, але й орографічно. Волино-Подільське плато знижується до Полісся високим уступом. Останній проходить у напрямку від Рави-Руської на Жовкву, південно-західніше від залізничної колії, далі на схід, майже в широтному напрямку, на Буськ. У цьому районі межа Полісся заходить далеко на південь межиріччям Полтви і Західного Бугу аж до підніжжя Гологор, південніше м. Глинян. Далі межа Полісся і Лісостепу проходить на північний схід, біля підніжжя Вороняків, Кременецьких гір, південно-східніше залізниці Львів — Ровно. Уступи лише зрідка розчленовують долини річок, що течуть з плато на Полісся. Уступ плато повсюдно гористий, часто поріс листяно-хвойними лісами. Біля його підніжжя всюди проходить різка зміна краєвидів. Геоморфологічні особливості плато Волино-Поділля висвітлені ще недостатньо. Основну рису його рельєфу становить глибоке розчленування району долинно-балковими системами. При цьому вододіли бувають сильно звужені, знижені та місцями перепиляні. Завдяки цьому утворюються численні наскрізні долини, а розчленовані вододіли набувають вигляду окремих гір.

Дальші геоморфологічні особливості Волино-Подільського плато зумовлені складом порід, їх заляганням та поширенням, що позначилися на денудаційних формах рельєфу. У місцевостях, де серед осадочних порід переважають піщано-галечникові відклади, схили підвищень значно виположені і вкриті делювіальними плащами, що пом'якшують риси рельєфу. Такі особливості рельєфу можна спостері-

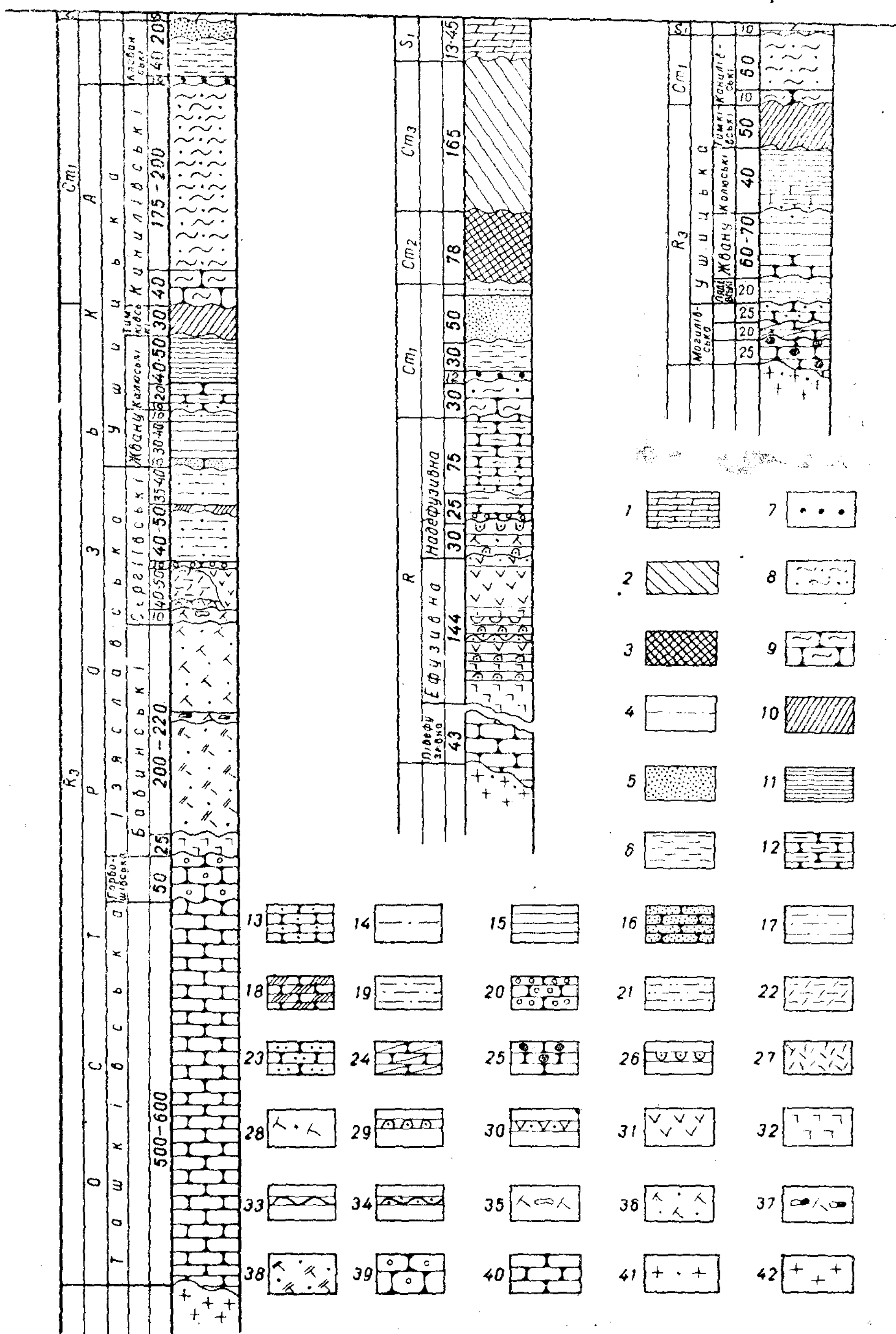


Рис. 47. Порівняння розрізів басейнів рр. Горині, Зах. Бугу та Дністра. (Склала О. В. Крашеніннікова).

1 — вапняки і карбонатні пісковики; *2* — пісковики і глини; *3* — зеленуватосірі дрібнозернисті пісковики; *4* — строкатоколірні глини; *5* — світлосірі, переважно дрібнозернисті, пісковики; 6 — зеленуватосірі тонковерствуваті глини з рослинними рештками і слідами повзання червів; *7* — кварцовоглауконітові пісковики; *8* — тонковерствуваті зеленуватосірі глини, алевроліти й пісковики; *9* — світлосірі різнозернисті косоверствуваті пісковики; *10* — голубозелені глини, алевроліти й пісковики; *11* — темносірі і темнокоричньові аргілітоподібні глини з кулястими радіально-променистими конкреціями фосфоритів; 12 — зеленуватосірі і строкатоколірні слюдисті алевроліти й пісковики; *13* — зеленуватосірі і строкатоколірні карбонатні аргілітові пісковики; *14* — зеленуватосірі, місцями озалізнені, алевроліти й глини; *15* — червонуватокоричньові і голубозелені щільні тріщинуваті аргілітоподібні глини; *16* — сірозелені алевроліти й пісковики; *17* — зеленуватосірі аргілітоподібні глини з незначними лінзовидними проверстками пісковика; *18* — зеленуватосірі алевроліти з проверстками пісковиків та глин; 19 — зеленуватосірі й темносірі, місцями озалізнені, аргілітоподібні глини з лінзовидними проверстками світлосірих карбонатних пісковиків; *20* — зеленуватосірі алевроліти і різнозернисті косоверствуваті вапняковисті пісковики; *21* — строкатоколірні тонковерствуваті глинисті сланці з проверстками алевролітів та пісковиків; *22* — темносірі й темнокоричньові аргілітоподібні глини, з лінзочками піриту; *23* — аркози ямпільського горизонту; *24* — строкатоколірні аркозові пісковики і сланці ломозівського горизонту; *25* — грубозернисті аркози ольчадаївського горизонту; *26* — аркози з проверстками вулканічних туфів; *27* — псамітові туфіти з гальками ефузивних порід; *28* — туфобрекчії; *29* — вулканічні туфи; *30* — каолінізовані базальти; *31* — базальти; *32* — долерити; *33* — спіліти; *34* — звітрені спіліти; *35* — туфогенні алевроліти й пісковики; *36* — сірозелені псамітові туфіти; *37* — строкатоколірні туфогенні пісковики і алевроліти з гальками ефузивних порід; *38* — псамітові й пелітові туфіти з проверстками вулканічних туфів; *39* — строкатоколірні аркозові пісковики з галькою овруцьких кварцитів і кварцитовидних пісковиків; *40* — червоноколірні, переважно дрібно- і тонкозернисті косо- й горизонтальноверствуваті слабо зцементовані пісковики; *41* — кора звітрювання; *42* — породи кристалічного фундаменту.

гати на Розточчі, Опіллі, Вороняках, Гологорах тощо. Наявність серед відкладів відслонених ерозією потужних верств вапняку або проверстків міцних порід — пісковиків, кременю — накладає на рельєф свій відбиток. У цьому відношенні виділяється особливо *Покуття* — місцевість, що лежить між Дністром і Прутом, у межах Станіславської та Чернівецької областей. Наявність тут потужних верств вапняку неогенового віку зумовлює значне поширення карсту. Серед елементарних форм рельєфу карстового походження особливо часто зустрічаються лійки — «вертепи». Лійки у вигляді округлих знижень ускладнюють схили, поширюючись часто до вододілів. На схилах закарстовані вапняки утворюють химерного вигляду скелі і руїнний рельєф.

Важливу роль у геоморфології Волино-Подільського плато відіграють вапнякові кряжі — товтри. Товтрові вапняки поширені вузькими смугами — кряжами в межах Тернопільської та Хмельницької областей і продовжуються в Молдавську РСР до Кишинева. Вони являють собою окремі підняття, горби й цілі кряжі, що різко виступають над прилеглими районами. Товтрові підвищення мають схили, майже і цілком позбавлені рослинності.

У Придністров'ї геоморфологія схилів ускладнена різноманітними формами денудації. Завдяки нерівномірному звітрюванню верстви стійких порід утворюють на схилах систему карнизів, виступів і, місцями, обширні структурні (денудаційні) тераси. Ці форми рельєфу пов'язані з відслоненнями неогенових, крейдових та палеозойських відкладів.

У будові рельєфу придністровської частини Галицько-Волинської синеклізи істотну роль відіграють тераси (Бондарчук, 1949). У долині Дністра добре виявлені шість терас. Серед них особливо цікава верхня, шоста, тераса. В районі західного похилу Дністровсько-Бузького вододілу шоста тераса складена піщано-галечниковими відкладами, в яких переважає карпатська галька, головно з кременистих порід, що беруть участь у геологічній будові Зовнішньої, Скибової, зони Карпатських гір.

Сучасні фізико-геологічні процеси в межах Галицько-Волинської синеклізи дуже напружені. Особливо велике значення має ерозія, яка зумовлена великою різницею висот. В окремих районах Придністров'я сильно розвинуті зсуви.

На всій обширній території Волино-Поділля в наш час неухильно здійснюється планомірне перетворення природи, збагачення і поліпшення її в інтересах соціалістичного суспільства.

2. ДО ІСТОРІЇ ВИВЧЕННЯ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

Перші відомості про природні риси Волино-Поділля, в тому числі і території Галицько-Волинської западини, зустрічаються в літописах епохи Київської Русі. У записах, присвячених західно-руським містам, є вказівки і про природу краю.

Тривала дальша епоха, яка охоплює час від татарського нападу до повернення Волино-Поділля до складу Російської держави у XVIII ст., дуже бідна на літературні джерела. Невиразні посилання на особливості природи краю трапляються дуже рідко в трактатах єзуїтів. Відомості про це можна знайти в бібліографічних показниках М. П. Барбота де Марні (1867), А. С. Роговича (1875), З. М. Пенкіної (1883), Г. А. Радкевича (1896), П. А. Тутковського (1910) і В. Д. Ласкарєва (1914).

Відомості про геологічні особливості і вивчення геологічної будови Волино-Поділля з'являються з початку XIX ст. У розвитку знань геологічної будови цього краю з того часу виділяємо дорадянський і радянський періоди. Дореволюційний період вивчення геологічної будови Волино-Подільської плити і Галицько-Волинської синеклізи завершився з возз'єднанням українського народу в єдиній радянській українській державі — невід'ємній частині Союзу Радянських Соціалістичних Республік.

Перші наукові відомості про геологічні умови і мінерали на Волино-Поділлі дав видатний російський геолог і мінералог В. М. Севергін (1809). С. Сташиць у 1805 р. склав першу геологічну карту Волино-Поділля, на якій виділив дві різко відмінні області поширення кристалічних порід та вапняків. Одним із перших він звернув увагу на наявність на Волині валунів з граніту, порфіру і гнейсу, яких немає там у корінному заляганні. Ці валуни, як гадав Сташиць, були заокруглені морськими хвилями і течіями. Значний крок вперед у вивченні геологічної будови Волино-Поділля становлять праці професорів Вільнюського університету та Кременецького ліцею. Особливо цінні для свого часу праці дали Бессер, А. Л. Анджейовський, І. Яковицький і Е. І. Ейхвальд. Серед формацій, що беруть участь у геологічній будові Волино-Поділля, Яковицький виділив формацію первісних порід різного віку — гранітів; перехідну формацію, до якої він відносив вапняки та сланці по Дністру; вторинну формацію становлять гіпс, сліди юри, сіра й біла крейда. У складі третинної формації Яковицький (слідом за Броньяром, який писав про геологію Волино-Поділля за колекцією зразків порід, що її він одержав від вільнюського професора Городецького) виділяв дві прісноводні, дві морські і одну невизначеного походження формації. В описі наносних порід Яковицький указував на наявність лесових і валунних відкладів. Останні, на його думку, принесені були з Норвегії потоками, що текли з північного заходу на південний схід.

З робіт першого етапу вивчення геологічної будови Волино-Поділля найбільше значення мали дослідження Е. І. Ейхвальда. В його великій монографії (1830) дано опис: первісних порід, перехідних утворень, фльоцових порід, третинних та намивних відкладів. В описах кожної з перелічених формацій Ейхвальд вірно відзначає властиві їм риси. Істотні доповнення про викопні органічні рештки з відкладів, поширених на Волино-Поділлі, Ейхвальд дав у 1853—1868 рр. у своїй «Палеонтології Росії».

Подібно до Е. І. Ейхвальда, геологічну будову Волино-Поділля висвітлював Дюбуа в 1830 р.; відзначаючи, як і Ейхвальд, формації, Дюбуа відобразив їх на карті. Г. К. Бльоде в 1841 р. на геогностичній карті Поділля і Бессарабії виділяє відклади силурійської системи, характеризує розріз крейдових відкладів. Третинну формацію Бльоде ділить на три відділи. Він також відзначає поступове занурення кристалічних порід на захід, під силурійські відклади.

Після робіт Бльоде відомості про геологічну будову Волино-Поділля збирали Л. Ліліенбах, А. Альт, А. Орбіньї, Р. Мурчісон, Верненль і Кайзерлінг та ін.

Дальший крок уперед у вивченні геологічної будови цього регіону становлять дослідження, здійснені у другій половині XIX ст. і особливо посилені після організації Геологічного комітету.

Найбільш ранні дослідження цього етапу пов'язані з роботами М. П. Барбота де Марні, К. М. Феофілактова, Г. О. Осовського і, особливо, М. П. Барбота де Марні і О. П. Карпінського. У звіті про відрядження в Галичину, Волинь і Поділля в 1865 р. Барбот де Марні дає нариси відкладів силурійських, крейдових, третинних та післятретинних. У третинних відкладах він виділяє сарматський і балтський яруси.

У другій половині XIX ст. в межах цього краю посилюються дослідження, спрямовані на розв'язання окремих питань геологічної будови і висвітлення особливостей окремих стратиграфічних комплексів. Так, А. К. Тишецький у 1862 р. повідомляє про відслонення базальтів у Берестівці та Злазні; В. І. Блюмель у 1871 р. дав перший нарис мінералогічного складу пеліканітового граніту. Перший докладний опис силурійських відкладів на Поділлі в 1866 р. дав К. Малєвський. Серед них він виділив три головні типи: пісковиковий — на сході, сланцьовий — серединний, і вапняковий — на заході. Для підтвердження своїх стратиграфічних висновків Малєвський наводить список скам'янілостей на 118 видів. Відомості про силурійські відклади в ряді робіт дає також Ф. Б. Шмідт (1874 та ін.).

Важливий крок вперед у справі вивчення силурійських відкладів на Поділлі становлять праці П. М. Венюкова (1891, 1899), зміст яких наведено раніш. П. Я. Армашевський (1898) виявив, на його погляд, палеозойські відклади в районі Острога. Фактичні дані з цього питання зібрав також О. Р. Кобецький (1898). Широкі порівняння палеозойських відкладів Волино-Поділля і прилеглих районів зробив Д. М. Соболєв (1909, 1911).

На тому етапі вивчення геологічної будови Волино-Поділля сформувалися погляди О. П. Карпінського (1883—1947) про закономірне поширення дислокацій, які стали широко відомі під назвою (за пропозицією Е. Зюсса) «ліній Карпінського». Слід відзначити, що Е. Зюсс виділяв у межах Українського кристалічного щита Азовський горст — на схід від долини Дніпра, а правобережну його частину називав Подільським горстом. Від цього далі пішла назва Азово-Подільський кристалічний масив, поширена в геологічній літературі.

У другій половині XIX ст. також значно поширились відомості про крейдові відклади в межах Волино-Поділля. Істотно нові дані про скам'янілі рештки організмів з крейдових верств Поділля дав А. С. Рогович (1860), який описав залишки риб. Рештки безхребетних описував П. Я. Армашевський; Е. Дуніковський в 1884 р. писав про наявність у басейні р. Ушиці глауконітових пісків сеноманського ярусу і мергелів з кременем туронського та сенонського віків.

Велику увагу крейдовим відкладам у межах Волино-Поділля приділив Г. А. Радкевич. У ряді його праць (1891, 1892, 1896, 1898) наведено докладну характеристику складу та поширення крейдових відкладів та їх органічних решток.

У другій половині XIX ст. багато даних було зібрано також про третинні відклади на Волино-Поділлі. Після робіт Барбота де Марні нові дані про третинні відклади тут знаходимо у працях В. І. Лучицького, що в 1900 р. описав нижньосарматські пісковики з околиць с. Пелчі. П. А. Тутковський зібрав нові дані про неогенові відклади Волино-Поділля і описував рештки мікроорганізмів з середземноморських та нижньосарматських відкладів. Про рештки організмів з середземноморських відкладів писав П. Н. Кузнецов (1894). Докладні відомості про товтрові вапняки зібрав О. О. Михальський (1895, 1908). Він розглядав товтри як справжні коралові берегові рифи середземноморського віку. На цих рифах були надбудовані серпулеві та моховаткові споруди. У середземноморський вік коралові побудови простягалися вздовж східного узбережжя Галицького моря, а в сарматський вік, через зміну фізикогеографічних умов, вони стояли вже вздовж західного узбережжя.

Четвертинні відклади на Волино-Поділлі, як зазначалося раніш, були відомі здавна. Дані про те, що в північних районах цього краю переважають піски, а на півдні лес, є в працях М. П. Барбота де Марні, К. М. Феофілактова, О. П. Карпінського, А. С. Роговича. Перші дані

про хімічний склад лесу з району Меджибожа опублікував Е. Слупський в 1877 р.; М. М. Міклухо-Маклай (1890) виділяв серед післятретинних вікладів: 1) льодовикові валунні суглинки і валунні піски, виявлені у північно-східній частині краю; 2) піщано-глинисті відклади, поширені в північних районах Волині; 3) леси, що зустрічаються в її південних районах.

Дані про лесові породи на Волино-Поділлі в 1902 р. опублікував Н. Й. Криштафович. Ці відклади він ділить на два під'яруси, що об'єднують 12 типів лесу. Всі типи лесу, на думку Криштафовича, складені з одного і того ж субаерального матеріалу, але при різних місцевих фізико-географічних умовах його відкладання.

Про особливості лесових порід Волино-Поділля писав О. Г. Набоких (1911). Він твердив про наявність на півдні Російської рівнини певної межі поширення лесу. За його даними, піскуватість лесу зменшується на південь. Багато для висвітлення особливостей четвертинного покриву на Волині зробив П. А. Тутковський. Загальновідомі погляди цього дослідника про еолове походження лесів грунтувалися на даних його спостережень саме на Волино-Поділлі (1887, 1899, 1900, 1903, 1909, 1910). За даними Тутковського (1899, 1909), леси відкладались на півдні Росії в дві епохи. Перша з них відповідає часу відступання скандінавського зледеніння, коли утворились основні маси лесу; друга відповідає відступанню польсько-мекленбурзького льодовика, з яким пов'язане було відкладання лесу на Волині, Поділлі, а також у Польщі. Область розвіювання розміщена була, на думку Тутковського, вздовж краю зледеніння. Про наявність її свідчать еолові нагромадження пісків на Поліссі. Дюни й кучові піски Полісся він вважав пустинними формами — барханами.

Деякі риси геологічної будови Волино-Поділля висвітлювали в 1891 р. Й. Семірадський і Е. Дуніковський. Я. Гжибовський в 1912 р. у пояснювальній записці до оглядової геологічної карти польських земель дає деякі відомості про геологічну будову «Волино-Української» плити. Завершення дожовтневого етапу вивчення геологічної будови Волино-Поділля становить класична праця В. Д. Ласкарева (1914), в якій з вичерпною повнотою висвітлена історія дослідження цього краю і грунтовно описані відклади, що беруть участь в його геологічній будові. В описовій частині монографії Ласкарева наводиться велика кількість характеристик природних відслонень і штучних виробок.

Запропоноване В. Д. Ласкарєвим районування Волино-Поділля зберегло свою цінність до нашого часу. У межах Волино-Подільської височини виділяються окремі плато: 1) Пелчанське, 2) Варковицьке, 3) Ровенське, 4) Гощинське, 5) Збитенське, 6) Вододільне, 7) Острозьке, 8) Кременецьке, 9) Кунівське, 10) Почаївське, 11) Галицько-Подільська область плато, 12) Волинське плато, Розточчя; у складі Люблінської височини Ласкарев виділяє: 13) Томашівське та 14) Холмське плато. У складі Поліської низини описані: I — Волинське Полісся, II — Острозька низина, III—Кременецько-Дубненська, IV—Стубельська, V—Верхньоустинська, VI — Горинська, VII — Північно-Східногалицька низини. Ласкарев дав грунтовний опис докембрійських, палеозойських, крейдових, третинних і четвертинних відкладів. Його праця протягом довгих років була основою геологічних відомостей про Волино-Поділля. Істотно нові дані про геологічну будову цього обширного краю здобуті в радянський час.

За період перебування західних областей України під владою панської Польщі, між першою і другою світовими війнами, дані про геологічну будову Волино-Подільської плити і Галицько-Волинської синеклізи дещо поповнили В. Тейсейр, Л. Горвіц, В. Кропачек, В. Рогаля, К. Толвінський, Р. Зубер та ін. Велику увагу польських геологів привертали палеозойські відклади Волині, про які писали Я. Самсонович,

Єв. Суйковський, Я. Чарноцький, С. Малковський, Мазурек, Ю. Токарський, М. Каменський, М. Ковальський, Е. Янчевський, Тарнау, А. Келюс та ін. Самсонович розвивав погляди В. Д. Ласкарєва щодо нижньо-середньодевонського віку відкладів у районі Пелчі. Пісковики і сланці нижнього девону цього району він порівнював з олд-редом Поділля. Дислокації палеозою в Пелчі він розглядав як складчасту зону з перекинутими складками. Думки Самсоновича про особливості девонських відкладів підтверджував Тарнау.

Пізніше Самсонович змінив свої погляди на вік палеозойських відкладів Волині і приймав верстви в районі Здолбунова за пермські. У складі цієї серії, потужністю 570 *м*, переважають глинисті, вапняково-доломітові сланці і глинисті дрібнозернисті пісковики.

Я. Чарноцький висловив у 1926 р. припущення, що пісковиково-сланцьові відклади району Ровна і кварцити Овруча належать до прекембрію.

В ряді робіт, опублікованих у 1931, 1932 і 1933 рр., Я. Самсонович обгрунтовує висловлене в 1893 р. В. Тейсейром і розвинуте в 1912 р. М. М. Тетяєвим припущення про наявність на Волині під крейдою, на захід від лінії Несвіч—Волковиця, кам'яновугільних відкладів. Він виділяє дві зони поширення палеозойських відкладів. На захід від лінії Маневичі—Полиця—Ровно—Здолбунів—Острог поширені передготландські відклади, представлені аркозами і псамітами. В околицях Пелчі залягають девонські відклади.

Малковський у 1923—1933 рр. описав умови залягання базальтів і туфітової серії в басейні р. Горині. Вулканічні утворення цього району він розглядав як лаколіти. Каменський вважав тоді виявлені базальтові туфіти за доказ того, що базальтові породи є продуктом вулканічних вивержень: він повертається до поглядів О. П. Карпінського про характер і претуронський вік вулканічних вивержень у районі Берестівця.

Я. Самсонович з Янчевським у 1937 р. дали опис співвідношення базальтів і туфітової серії у районі Янової Долини. Токарський у 1938 р., на підставі аналізу петрографічного складу туфітів, прийшов до висновку, що вони сильно перемиті водою і відкладалися в морі.

У складі давнього палеозою Я. Самсонович виділив відклади о с т р о з ь к о ї серії, яка складена червоними глинами і аркозовими пісковиками. У відслоненнях в районі Хотина над Горинню ця серія представлена зеленими і жовтими глинистими сланцями, переверстованими з аркозовими пісковиками. На південний схід від Здолбунова острозька серія відслонена смугою від Меджибожа через Острог, Розваж і Хорів, далі на північ — у Черняхові, Колесниках та ін. Тут вона представлена червоними, фіолетовими, жовтими сланцьовими глинами. В їх підошві лежать аркозові пісковики. Верхню їх частину складають лучинські пісковики. До острозької серії Самсонович зачисляв туфітові породи й базальти, що також залягають смугами. Між з д о л б у н і в с ь к и м и і о с т р о з ь к и м и верствами цей дослідник виділив ще г о р о д и с ь к і верстви, куди зарахував фіолетові глинисті сланці.

Єв. Суйковський в 1939 р. прийшов до висновку, що палеозой Волині повторює, в основних рисах, палеозой Поділля. Виявлені Самсоновичем над Горинню фосфоритоносні верстви Суйковський вважав за основну ознаку ордовицького віку вміщуючих їх палеозойських відкладів. Товщі порід, представлені глинистими вапняками, вулканічними туфітами та глинистими сланцями, Суйковський відносив до готландію, венлокського і лудловського ярусів. Щодо історії розвитку палеозою на Волино-Поділлі цей автор розвивав далі погляди В. Д. Ласкарєва. Таким чином, за уявленнями Суйковського і Самсоновича, палеозойські відклади на Волино-Поділлі поділяються на такі вказані нижче системи:

Кембрійська (?) система, виявлена у свердловині в Хмельницькому, представлена внизу сірими пісковиками, часом конгломератоподібними, переверствованими з глинистими сланцями. Над ними залягає товща фіолетових, зелених, бурих, жовтих глинистих, місцями піскуватих, сланців. Ці сланці, за уявленнями Я. Самсоновича, становлять *І горизонт* острозької серії.

Ордовицька система складається з потужної товщі косоверствуватих аркозових пісковиків та різноколірних туфітів, що залягають над фіолетовими сланцями. Це острозька товща Самсоновича, яка продовжує розріз, вказаний вище, і становить її вищі стратиграфічні горизонти:

ІІ горизонт — косоверствуваті пісковики й аркози, що відслонюються в районі Острога, Розважа, Голендрів, Ізяслава, Путринців та Сільця.

ІІІ горизонт — фіолетові, сірі, жовтуваті, червоновишневі туфогенні слюдисті сланці району Голендрів, Межиріччя, Острога—до Розважа.

IV горизонт — тонковерствуваті дрібнозернисті пісковики, переверствовані з зеленуватими сланцями. Ці відклади Самсонович виділяє під назвою *лучинських верств*. Поширені вони у межиріччі Вілії та Свитеньки від Лучина, Стійла і Кам'янок до Новомалина й Кучева.

В острозькій серії по р. Горині виявлена смуга сланцьово-туфітових відкладів з виливами базальтів та долеритів. В її межах Самсонович виділяв сім магматичних районів, у тому числі шість базальтових і один долеритовий. В с. Міздку установлено два базальтові потоки, розмежовані верствою червоної губчатої лави, що за складом відповідає пелітовим туфітам. Товщина базальтових потоків 3—43 *м*. Під ними залягають різноколірні туфіти.

У долині р. Горині, у свердловині, Самсонович виявив різноколірні — рожеві, червоні, зелені — глинисті сланці з конкреціями фосфоритів. Над фосфоритоносними відкладами там залягають грубозернисті, внизу конгломератоподібні, аркозові хотинські пісковики.

Фосфоритоносні сланці вважались основним маркіруючим горизонтом у системі ордовику на Волині.

Нижню частину готландію становлять *здолбунівські верстви*, потужністю близько 150 *м*. Внизу вони представлені глинистим, дрібнозернистим пісковиком — «синяком»,— що вгору переверствовується з сірозеленими вапняково-доломітовими глинистими сланцями. Готландські верстви, виявлені у свердловині в Боцянівці, мають потужність в 70 *м*, представлені глинистим вапняком, переверствованим з глинистими сланцями та туфітами. На підставі петрографічних і палеонтологічних даних Суйковський зараховує їх до венлокського ярусу.

Згідно з даними Самсоновича і Келюса, девон відслонюється в районі дислокацій сс. Пелчі, Білої Греблі, Каменярні, Тартака і виявлений в свердловинах району Луцька, Дубна, Несвіча та ін. Ширина смуги, де девонські відклади не прикриті карбоном, досягає 70 *км*. Виявлений девон нижнім, середнім та верхнім відділами. Нижній девон, на думку Самсоновича, відповідає олд-реду Поділля. Він представлений пісковиками і крихкими сланцями в районі Пелчі, Білої Греблі, Каменярні тощо, виявлений у свердловинах в Кременці і Вербчому. На континентальних відкладах нижнього девону згідно залягають морські відклади середнього й верхнього девону. У складі середнього девону виділялися яруси живетський, ейфельський та кобленцький. Він складений вапняками та мергелями, менш поширеними пісковиками і сланцями та потужною верствою (50 *м*) доломіту в верхній частині розрізу.

До верхнього девону (франський ярус) відносилися верхні горизонти вапнякової товщі.

Наявність кам'яновугільних відкладів на Волині була визначена у свердловинах незадовго перед другою світовою війною. За даними Самсоновича, свердловини пройшли відклади динантського, намюрського й вестфальського ярусів.

Петрографічний склад докембрію західної частини Українського кристалічного щита докладно описав К. З. Смуліковський. Відклади гіпсів і карстові явища на Покутті описував А. Маліцький, розвиток річкових долин — Ганна Даванкоурт, поширення крейди між верхнім Німаном і Прип'яттю — Єв. Суйковський, діапірові кряжі Східних та Південних Карпат — Толвінський, стратиграфію і тектоніку крейди С. З. Ружинський та ін.

Питання тектоніки Волино-Поділля розглядали Тейсейр, К. Глажевський, Я. Новак, Кузняр, Малковський та ін.

Згідно з найбільш популярними в той час уявленнями Тейсейра, тектонічні елементи Волино-Поділля становили такі лінії: А. Лінії, що обмежовують Подільський горст: 1) Ковалівка—Смиківці; 2) Перемишляни — Чернелиця; 3) Вербівці — Церковце; Б. На території Поділля: 4) Устечко—Козувка; 5) Гологори—Кременець; 6) Грудек—Журавно—Калуш; 7) Бібрка—Миколаїв; 8) Розлуч—Долина; 9) рифовий вал Товтр. Дислокаційні лінії 2, 6, 7, 8 Тейсейр розглядав як навколишні передкарпатські, однакового з ними віку. Система цих розломів зумовила виникнення ряду занурень, як-от: Покутська западина, Придністров'я і Задністров'я, Дністровсько-Стрийська улоговина, Львівсько-Любаньський район, улоговина верхнього Бугу, або Львівсько-Грозьке пониження. Протилежні краї тектонічних западин, що оточують Подільський горст, визначають лінії: Курдюнов—Завихвост, Поталець—Римниць — Сарата і зовнішні краї флішу Карпат.

Тектонічні уявлення В. Тейсейра далі розвивав К. Глажевський у роботі «Нарис тектоніки Поділля». Саме Поділля цей дослідник розглядає як частину Волино-Подільського антиклінала.

Я. Новак дотримувався іншої думки про тектоніку Поділля. Уявлення його викладені в двох основних працях — «Замітки про деякі методи досліджень відношення Поділля до Карпат» та «Огляд тектоніки Польщі». Новак заперечує правильність методики В. Тейсейра для розв'язання тектонічних задач. Він заперечує наявність Гологоро-Кременецького антиклінала Тейсейра; куполоподібний антиклінал Ковалівка—Смиківці цього дослідника, спираючись на дані Зиха, він розглядає як структуру, де поверхня девону, на схід від лінії Долина на Дністрі — Лещинці на Ситрині — Московці — Смиківці, має похил на захід — південний захід, а західніше від цієї лінії — на схід — північний схід. Так само заперечує Новак наявність куполоподібної антикліналі Березове — Нароль, самого Подільського горста і взаємовідношення структури Поділля і Карпат у такому вигляді, як його зображав Тейсейр.

У 1940 р. Г. Клосс і Р. Цвергер у роботі «Гравіметрична карта Польщі і зауваження щодо південного продовження «Темпельбурзької осі» висловили припущення про те, що Нижньонімецький басейн і Російську платформу розділяє хребет, що простягається від Шнейдемюля через Темпельбург до берега моря. Польські гори простягаються з заходу — північного заходу на схід — південний схід. Вони мають палеозойське ядро, розміщене між Кельцем і Сандоміром. Покрив на цьому ядрі складений з тріасу та юри. Покрив простягається крутіше, з північного заходу на південний схід, наче продовжуючи простягання Східних Карпат. У середині видовженої зони піднять гори не виступають чітко, а утворюють підвищення. На заході ця область охоплює Верхньосилезьку низину, а на схід від Середньо-Польських гір досягає Любліна.

Гравітаційний «хребет», виявлений західніше лінії Люблін—Замостя, ці дослідники не пов'язують ні з підняттями в середині Поділь-

ського плато, ні з ядром Скіфського валу, а пояснюють виникнення його підняттям палеозойського фундаменту. На думку Клосса і Цвергера, в напрямку Люблін—Замостя проходить розлом, що в дальшому розвитку січе зовнішній край Карпат. Падіння сили ваги поширюється на область Перемишля. Масив підвищення сили ваги занурюється під молодші відклади Передгірної западини і одночасно обмежовує на північному заході край Карпатського передового прогину. Середньо-Польські гори ці дослідники розглядають як великий комплекс, що простягається від Верхньої Сілезії до околиць Любліна, від Варшави до Перемишля. У ньому виявлені більш плоскі зони піднять та занурень, серед яких Лиса Гора є лише частковим елементом ядра. Верхньосілезько-Польський масив, за їх даними, на сході і півдні розчленований Вісьгонським розломом. У цілому він становить відгалуження Богемського масиву. Доказом наявності масиву вважається також те, що Карпати його обходять і від Перемишля простягаються в широтному напрямку. Ці дослідники пишуть, що гравіметричне продовження глибокої западини східного передового прогину Карпат слід вбачати у східній крайовій западині Верхньосілезько-Польського масиву, яка відокремлює останній від Скіфського валу. Це Львівсько-Брестська западина. Вона має добре виявлену, очевидно давно закладену, пограничну зону між структурами західної і східної Європи. Західний край її ніби має орогенне походження, зумовлене скидами. Вісь цієї западини, за даними Клосса і Цвергера, проходить між Варшавою і Брестом, на схід від Любліна, на захід від Львова. У межах западини є соляні штоки, що їх автори описують у Бромбергському басейні. Вони розміщені по краях і, частково, на поперечних порушеннях. Є вказівки про наявність соленосної основи у Віслянській низині, біля Торна, і в Познанській області, аж до Лодзі.

Розгорнулися геологічні дослідження на Поділлі в роки радянської влади. У перші десятиліття ці дослідження були зосереджені лише в середньому Придністров'ї. Після возз'єднання українського народу геологічні дослідження були поширені на всю територію Волино-Поділля.

Матеріали з геології Придністров'я опубліковані в працях Б. Л. Лічкова (1922), О. Красовського (1924), В. В. Різниченка (1924, 1925), Л. Ф. Айнберг (1925), Р. Р. Виржиківського (1926, 1927, 1928, 1929, 1932), В. Ф. Мамаєнка (1926), О. К. Каптаренко (1928, 1929), Г. В. Козловської (1927), Н. В. Думитрашко (1929, 1930), Г. В. Липківської (1929), М. В. Чорногорової (1929), Л. Лунгерсгаузена, Г. В. Закревської, А. К. Матвеєва та ін.

Особливо докладний, на свій час, опис геологічних наверствувань середнього Придністров'я дав у численних працях Р. Р. Виржиківський. У роботі за 1932 рік цей дослідник дав характеристику кристалічних порід Придністров'я і осадочного покриву Поділля. Він твердив, що східний берег силурійського моря проходив у дослідженому районі через с. Вищий Ольчадаїв на р. Лядові, Борщівці на р. Немії, Воєводчинці на р. Дерлі, Вили на р. Мурафі, Гомулівку на р. Бушанці. Розріз силуру, за даними Виржиківського, характеризують (знизу вгору): 1) грубозернистий, конгломератовий аркоз, з галькою граніту; 2) слюдисті верствуваті пісковики і піскувато-глинисті сланці; 3) середньо- і грубозернистий аркозовий пісковик; 4) зелені та фіолетові глинисті сланці, у верхніх горизонтах з проверстками пісковиків і крихких сланців; 5) зеленувато-сірий та бурувато-сірий аркозовий пісковик; 6) темні листуваті глинисті сланці з конкреціями фосфоритів. Ця товща силурійських відкладів, на думку Виржиківського, дислокована, затиснута у меридіональні складки. Долини великих річок розміщені відповідно до тектоніки. Долина Жвану належить, наприклад, до антиклінального типу, а долина Карайця — до синклінального. Вапнякову товщу силуру Виржиківський вважав молодшою від пісковиково-сланцьової. З молодших наверствувань він описував сеноман; палеоген, виявлений ним у районі Шаргорода, він відносить до київського ярусу. Відклади палеогену збереглися від пізніших розмивів у пониженнях поверхні кристалічних порід. У стратиграфії Поділля Виржиківський виділив новий — подільський — ярус, що належить до низів неогену. Далі цей дослідник описує відклади сарматського ярусу. В долині Дністра він виділив шість терас, утворення кожної з яких пов'язував з окремим зледенінням. Він заперечував наявність еолового лесу на Поділлі і описував лише дилювіальні лесоподібні суглинки.

Роботи Р. Р. Виржиківського становлять важливий крок у вивченні геологічної будови могилівського Придністров'я. Дальше поповнення відомостей про силурійські відклади перед Великою Вітчизняною війною дав Л. Лунгерсгаузен, уявлення якого висвітлені в розділі про стратиграфію УРСР.

Планомірні геологічні дослідження в межах Волино-Подільської плити й Галицько-Волинської синеклізи в західних областях Української РСР також розгорнулися лише після возз'єднання українського народу. Однією з перших робіт радянського періоду вивчення геології цього краю було зведення А. К. Матвеєва (1940). У межах Волині та Поділля він за морфологічними ознаками виділяв: 1) Надвіслянську низину, 2) Розточчя, 3) Подільську височину і 4) Волинську височину. В їх будові вказувалась участь кристалічних порід, силурійської, девонської, кам'яновугільної та пермської систем, стратиграфія яких з'ясовується лише в останні роки. Відслонення юрських відкладів відзначені по долині Золотої Липи; на Дністрі біля Нижнього крейдова система представлена лише верхнім відділом — у складі сеноману, турону, емшеру та сенону, включаючи маастрихтський ярус. А. К. Матвеєв дав також нарис палеогену, міоцену, пліоцену та четвертинних відкладів.

В. І. Славін (1947) дав характеристику стратиграфії і тектоніки Карпатського передового прогину. Загальні дані про геологічну будову Волино-Поділля висвітлювались нами (Бондарчук, 1947). Про окремі типи відкладів у межах розглядуваного району писали С. І. Пастернак (1953), С. Г. Дромашко, В. А. Махинін (1949).

О. К. Смирнова і С. І. Пастернак (1949) опрацювали характеристику крейдових відкладів Львівської мульди. За їх висновками, верхньокрейдові відклади на західному Побужжі складені всіма ярусами — від низів сеноману до низів маастрихту. Лянцеолятові верстви, відомі на Розточчі, на Побужжі відсутні. У підошві верхньої крейди залягають нижня крейда або юра, місцями цілком розмиті. У верствах крейдових відкладів виявляються плікативні дислокації у вигляді антиклінального типу піднять в районі Буська і флексурного перегину в районі Кам'янки. Окремі стратиграфічні горизонти крейдових відкладів видовжені смугами близького до меридіонального простягання, а в південно-західній частині району вони майже паралельні до Розточчя. Підкрейдова поверхня, за даними О. К. Смирнової і С. І. Пастернака, нерівна. У заляганні підстелюючих крейду порід виявляється мульда, що простягається в напрямку Львів — Люблін. У поперечному розрізі мульда має несиметричну будову, західне крило її похиле і далі зрізується краєм Передкарпатського прогину. Мульда занурюється на північний захід. Східне крило її обмежовується 100-ою горизонталлю. На схід від Буська до Сокаля визначаються антиклінальні складки, які облямовують край мульди зі сходу. На схід від лінії Брест—Холм—Кам'янка ложе крейди має лише незначний похил від краю кристалічного щита до мульди. Загальними для району структурами ці дослід-

ники вважають: 1) підкрейдовий вал, простягання якого відзначене відслоненнями базальтів; 2) складки в девоні по лінії Кременець — Пелча — Ковель, а також у Луцьку; 3) невиразні порушення в районі Лядського.

Важливий крок вперед у справі вивчення силурійських відкладів Придністров'я становить праця О. І. Никифорової (1948, 1954), яка продовжує дослідження, розпочаті раніш разом з Лунгерсгаузеном (1942). У складі силурійської системи Поділля Никифорова виділила нижній і верхній відділи.

Питання геологічної будови зони зчленування Галицько-Волинської синеклізи і Карпатського передового прогину висвітлювалися в працях О. О. Богданова (1949), В. Г. Бондарчука (1950, 1955), О. С. Вялова (1953), М. М. Жукова (1947), М. В. Муратова (1949), В. І. Славіна (1946), С. І. Суботіна (1949), Д. Є. Айзенверга (1948), Д. Є. Айзенверга, Н. Є. Бражнікової, К. О. Новик, П. Л. Шульги (1946, 1949), Г. Х. Дікенштейна (1950), Н. П. Єрмакова (1948), В. Буцури (1946), П. Н. Цися (1951, 1954). Стратиграфію палеозою Галицько-Волинської мульди висвітлила в ряді робіт П. Л. Шульга (1951, 1952). Вона виділила відклади рифейської системи На західному Побужжі Шульга описала відклади кембрійської системи, у складі відділів нижнього, середнього та верхнього.

Силур на Волино-Поділлі, за даними П. Л. Шульги, представлений нижнім і верхнім його відділами. В складі нижнього силуру переважають глауконітові пісковики й вапняки; поверхня цього відділу розмита. У складі верхнього силуру на Волино-Поділлі вона перелічує ті самі горизонти, які виділила Никифорова на Придністров'ї. Як твердить Шульга, девонська система на Волино-Поділлі виявлена всіма трьома відділами. Вона уточнює також стратиграфію кам'яновугільних відкладів Галицько-Волинської синеклізи, загальна потужність яких, за її даними, перевищує тут 100 *м*. Поверхня кам'яновугільних відкладів розмита. У покрівлі їх залягають юрські відклади й сеноман.

Важливі для висвітлення геологічної будови Галицько-Волинської синеклізи дані опублікували: В. П. Казакова (1952) — про стратиграфію і фауну пластинчастозябрових молюсків середньоміоценових відкладів Опілля, і Д. П. Найдін (1952) — про верхньокрейдові белемніти Західної України. Пізніше (1953) Найдін зробив спробу визначити основні риси тектонічної будови західної частини Волині, Поділля, Опілля, Розточчя і західного Побужжя. Він вважає основним елементом геологічної структури цього краю Львівсько-Люблінську верхньокрейдову мульду, яка утворилася на герцинському крайовому прогині. На північно-східному крилі Дністровського плакантикліналу він розміщає прогин кам'яновугільних відкладів, вісь якого проходить західніше Львова, до північного заходу — на межиріччя Вепша і Західного Бугу. Серед мезо-кайнозойських (альпійських) структур Д. П. Найдін описує власне Львівсько-Люблінську верхньокрейдову мульду. Вісь її простягається від Львова на Люблін. Серед порушень, що ускладнюють південно-західне крило мульди та її центрального замикання, Найдін виділяє флексури й антиклінальні складки. Флексури ускладнюють структуру зон зчленування Галицько-Волинської синеклізи і Карпатського передового прогину.

Зони з підвищенням поверхні крейдових відкладів розміщаються у вигляді смуг, видовжених з північного заходу на південний схід, подібно до простягання осей антиклінальних піднять девону. Найзначніші підняття серед них Львівське, в с. Делені, Бережанське, с. Білого, Гологори, і підняття між Підліссям і Високою Горою.

Коло питань геологічної будови Волино-Подільської плити й

Галицько-Волинської синеклізи, які досліджували радянські геологи, з кожним роком розширялося. О. С. Вялов, Г. Х. Дікенштейн і А. М. Обут (1954) відзначили нові знахідки граптолітів у силурі на Поділлі. П. Н. Цись (1951) писав про геоморфологічне районування західних областей УРСР; Є. К. Лазаренко (1953) дав мінералогічну характеристику цинкової обманки з околиць Трускавця у Прикарпатті та повідомив нові дані про мінералогію соленосних відкладів цього району. Про склад мінералів, що виповнюють порожнечі у фосфоритах з Поділля, писав Є. П. Фурман (1953); мінералогію рифейських, кембрійських і силурійських відкладів вивчають Н. С. Вартанова (1953), Д. П Бобровник (1953), М.С. Коробцова (1953), Є. М. Циганов, С. Г. Дромашко (1954). І. Д. Гофштейн (1954) писав про незгідне залягання нижнього і верхнього силуру на Поділлі. Мікропалеонтологічну характеристику сарматських відкладів розробляє І. В. Венглінський (1953). Рештки остракод з неогену, що їх вперше виявив у сарматських відкладах Волині в 1898 р. П. А. Тутковський, вивчала в 1953 р. Г. Ф. Шнайдер. Питання утворення родовищ озокериту в Прикарпатті висвітлив В. Б. Порфір'єв (1949).

На підставі численних геологічних даних можна вважати установленим, що область Волино-Подільської плити та Галицько-Волинської синеклізи розміщена в межах прогину кристалічного фундаменту південно-західної окраїни Російської платформи. Загальні особливості їх геологічної структури в 1955 р. висвітлені нами.

3. СТРАТИГРАФІЯ

У геологічній будові Волино-Поділля беруть участь відклади від докембрійських до сучасних. Поширеність окремих стратиграфічних комплексів та їх відслоненість неоднакові.

Фундамент геологічних наверствовань у межах Волино-Подільської плити та Галицько-Волинської синеклізи становить докембрій південно-західної частини Російської платформи. Поза межами Українського кристалічного щита докембрій на денну поверхню не виступає. У східній частині області, яку ми описуємо, він похований під потужною товщею верств осадочних порід. Послідовність геологічних наверствовань на Волино-Поділлі така: *докембрій*, палеозойська група, у складі *рифейської, кембрійської, ордовицької, силурійської* та *кам'яновугільної* систем, проблематичні *строкатоколірні*, імовірно *пермотріасові відклади*, мезозойська група, у складі систем *юрської* та *крейдової*, кайнозойська група, у складі *третинної* та *четвертинної* систем.

ДОКЕМБРІЙ

У межах Волино-Поділля докембрійські кристалічні породи на денну поверхню не виступають. Область їх поширення — Український кристалічний щит — зі сходу обмежує цей район. На захід від краю щита кристалічний фундамент занурюється повільно. Про це свідчать такі дані: поверхня докембрію в районі Клесова лежить близько 6 *м* нижче рівня моря, у Шепетівці — близько 33, у Старо-Костянтинові — 46, у Ратному — понад 54 *м*. Поза межами УРСР кристалічний фундамент виявлений у Мікашевичах, Пінську, Наровлі. Структура кристалічного фундаменту Волино-Поділля ще не висвітлена. На підставі загальних порівнянь даних буріння можна вважати, що серед докембрійських порід занурених частин Російської платформи поширені такі ж типи їх, як і на Українському кристалічному щиті. Основуючись на магнітометричних даних, С. І. Рінг пов'язує з особливостями кристалічного фундаменту систему білорусько-волинських аномалій, що про-

стягаються у південно-східному напрямку. На його думку, ці аномалії відображають складчасті утворення архейського віку. Лінійні аномалії викликані, як він вважає, наявністю сильно магнітних порід — амфіболітів і амфіболових сланців або магнетитових сланців, як в Естонії та на Кольському півострові.

Однак не виключена можливість, що магнітні аномалії південно-західної частини БРСР і Волині зумовлені поширенням покладів діабазів та базальтів, аналогічних вулканічним утворам басейну р. Горині.

Важливу особливість структури кристалічного фундаменту Волино-Поділля становить розчленування його складною системою розломів різного віку. Давні поверхні сколювання простягаються майже паралельно до західного краю Українського кристалічного щита. Розміщення їх близьке до меридіонального, або вони видовжені у північно-східному напрямку. З системою цих розломів пов'язані вулканічні утворення, дуже поширені в північно-західній частині Української і південно-західній частині Білоруської РСР. У районах, прилеглих до Карпат, як то відзначалося для зони зчленування Російської платформи і Карпатського передового прогину, кристалічний фундамент розчленований на блоки розломами, близькими за простяганням до Карпат, витриманими у північно-західному напрямку. Кристалічний докембрійський фундамент менш розчленований у південно-східному кутку Волино-Поділля, з північного заходу обмежованому лінією, що проходить долиною р. Горині, через Ровно, далі — вододілом Горині та Ікви на пониззя Золотої Липи. На північний захід від цієї лінії розміщена власне Галицько-Волинська синекліза, а на південний схід — схил кристалічного щита або Волино-Подільська плита. Відносно мало заглиблені кристалічне ложе і залягання потужних товщ палеозойських відкладів, широко відслонених у цьому районі, виділяють його серед інших структур Волино-Поділля. Північно-західна межа плити загалом збігається з уступом Волино-Подільського плато. Від поліського підземного горсту плита відокремлена великим розломом субширотного простягання.

Давні структурні особливості Волино-Подільської плити позначалися в усьому подальшому геологічному розвитку Волино-Поділля, включаючи поширення певних стратиграфічних комплексів осадочних порід, зокрема неогену та четвертинних відкладів.

ПАЛЕОЗОЙСЬКА ГРУПА

Палеозойські відклади в межах Волино-Поділля виявлені в першій половині минулого століття. Стратиграфічний поділ палеозою в північно-західній частині Української РСР обгрунтовано лише в роки радянської влади. Тепер до складу палеозойської групи цієї частини УРСР відносять системи: рифейську, кембрійську, ордовицьку, силурійську, девонську і кам'яновугільну, а також строкатоколірні відклади умовно пермо-тріасового віку. У поширенні палеозойських відкладів на Волино-Поділлі виявлена певна закономірність. Окремі системи поширюються смугами, видовженими паралельно до західного краю Українського кристалічного щита. Берегова лінія епіконтинентального моря, що затоплювало щит, у палеозої поступово зміщалася на захід. У кам'яновугільному періоді відкладання осадків відбувалося лише в північно-західній частині Галицько-Волинської синеклізи.

Зміни фізикогеографічних умов у межах Волино-Поділля в палеозойську еру викликалися складними коливальними рухами, які мали певний зв'язок з каледонським і, особливо, герцинським горотворенням. У ході тектогенезу південно-західної частини Російської платформи за палеозою для кожної з його систем на Волино-Поділлі мінялись положення берегових ліній, кліматичні умови, потужність та склад осадків, їх поширення і т. ін.

Рифейська система

Рифейські відклади на Волино-Поділлі виділила П. Л. Шульга (1951, 1952). За її даними, верстви найдавніших осадочних порід поширені у північно-західній частині Волинської області УРСР і в південно-західній частині Брестської області БРСР. У свердловині м. Ратного виявлено, що на докембрійському фундаменті, складеному біотито-плагіоклазовим гнейсом, залягають теригенні відклади, покрівлю



Рис. 48. Верстви рифейської системи (острозька серія). Район с. Кам'янки.

яких становлять верстви нижньокембрійського віку з рештками Platisolenites antiquissimus E i c h w. та Serpulites petropolitanus J a n.

Коли до рифею зачисляти товщі осадочних порід, які безпосередньо налягають на кристалічний фундамент, то відслонення його можна бачити лише по р. Горині, де їх описували Й. Семірадський і Я. Самсонович, Г. Х. Дікенштейн (1953), та по Дністру—описані Р. Р. Виржиківським (1932), Т. Васкауцану, Л. Лунгерсгаузеном, О. І. Никифоровою. На всій іншій території Волино-Поділля та в прилеглих районах БРСР нижньопалеозойські відклади виявлені за допомогою свердловин — у Кобрині, с. Гусаку, с. Чернянах у районі Ратного тощо; поверхня їх лежить на 11,9—265,42 *м* нижче рівня моря (рис. 48).

Стратиграфічний поділ рифейської системи на Волино-Поділлі і характеристику відношення її до кембрійської, слід вважати ще умовними.

У складі рифейської системи виділяються товщі п і д е ф у з и в н а, е ф у з и в н а та н а д е ф у з и в н а. Їх ще поділяють на серії, світи та верстви, які мають різний склад в басейнах Горині та Дністра В басейні Горині поширені, знизу вгору, відклади серій *поліської, волинської* і *валдайської*. До першої з них належить ташківська світа. Нижню частину волинської серії складають горбашівська світа, бабинські і сергіївські верстви. До валдайської серії відносяться ушицька світа з верствами

жвану, калюськими, тимківськими та канилівськими. У Придністров'ї в складі рифею виділено могилівську світу, з ольчадаївським, ломозівським та ямпільським горизонтами, і ушицьку світу, з верствами жвану, калюськими, тимківськими і канилівськими. В районі Одеси рифейську систему складають аркозова і аргілітова товщі та переверствовання пісковиків і аргілітів.

Літологічний склад підефузивної товщі рифейських відкладів різноманітний. На могилівському Придністров'ї вона починається відкладами конгломератів і аркозових пісковиків. Серед гальок у конгломератах часто зустрічаються добре заокруглені уламки польового шпату, червоного кольору, та граніту. Вище залягають верстви глинистих пісковиків та глинистих сланців, далі — потужні верстви аркозових пісковиків; завершується вся товща відкладами тонковерствуватих зеленофіолетових глинистих сланців, що без помітної перерви переходять у верхній горизонт.

Серед цих відкладів найбільш поширені аркозові пісковики. За даними Р. Р. Виржиківського, пісковики відслонюються в долинах рр. Жвану, Лядови, Серебрії, Немії, Дерла, Мурафи, Русави та в районі м. Ямполя на Дністрі. Спеціальне дослідження цих пісковиків провели В. В. Різниченко (1924) та Г. В. Липківська (1929). За висновками останньої, у складі аркозових пісковиків беруть участь почасти матеріали, що їх приносили континентальні водні потоки, почасти продукти, що утворювались на місці від руйнування гранітних берегів морськими хвилями.

У складі пісковиків виявлено біотит, гранат, пірит, глауконіт та рудні мінерали, яким тут належить другорядне місце.

За даними Л. Ф. Айнберг (1925), цемент у пісковиках переважно кварцовий, виявлений агрегатами дрібних зерен або уламками вторинного кварцу. Рідше цемент глинистий. Головну масу його становить глиниста речовина; на другому місці стоїть опал. Сам цемент утворився з продуктів руйнування кластичних компонентів породи, а також приносився водою у вигляді розчинів. Відповідно до того, який цемент переважає в пісковиках, Г. В. Липківська поділяє їх на такі чотири типи: 1) пісковик, в якому переважає глинистий і глинисто-залізистий цемент; 2) пісковик з опаловим цементом; 3) пісковик з кальцитовим цементом; 4) пісковик з глинистим і опаловим цементом.

Хімічний склад пісковиків міняється в залежності від складу цементу. Це видно з таких даних:

Сполуки	I тип, с. Мервинці	II тип, с. Іванівка (Корніївка)	III тип, с. Іванівка (Висока Гора)	IV тип, с. Н. Ольчадаїв
SiO_2	73,07	96,10	70,42	91,81
Fe_2O_3	2,45	0,20	0,51	0,77
Al_2O_3	15,25	1,90	1,14	3,86
CaO	2,20	0,85	13,54	0,15
MgO	сл.	сл.	0,17	0,68
SO_3	3,32	0,63	—	—
CO_2	—	—	10,65	—
$(K, Na)_2O$	2,99	—	3,12	2,08
H_2O	—	—	0,45	0,65
В. п. п.	0,72	0,40	—	—

Рифейські пісковики є відкладами узбережної та мілководної морської зони, де відчувалися значні течії й припливи, що відбилося, з одного боку, у типовій діагональній верствуватості, властивій мілководній зоні, а з другого боку — в характері наверствування пісковиків і в недосконалому сортуванні складових кластичних частин. Ці пісковики є добрим абразійним матеріалом і мають бути широко використані в народному господарстві.

У північно-західній частині Волинської області підефузивна нижньопалеозойська товща, за даними П. Л. Шульги (1952, стор. 23), виявлена переважно пісковиками кварцово-польовошпатовими, дрібнозернистими, червонобурими, рожевими, сірозеленими, крихкими, часом ускісноверствуватими, з проверстками і лінзами пісковиків аркозових грубо- і нерівнозернистих, білуватих, дуже каолінізованих. Пісковикам підпорядковані дуже слюдисті алевроліти такого ж різноманітного забарвлення.

Ефузивна товща нижнього палеозою особливо поширена в басейні Горині, у північно-західній частині Волині і на південному заході Білоруської РСР. За даними П. Л. Шульги, послідовність наверствувань ефузивної товщі в районі с. Черня, Малоритського району Брестської області, має такий вигляд (1952, стор. 24):

1) переверствовання червонобурого вулканічного туфу з грубо- й нерівнозернистим, крихким, каолінізованим пісковиком . . . . . 19 *м*;
2) туфовий конгломерат . . . . 5 *м*;
3) туфо-лава бура й червонобура, пориста, з мигдалинами перекристалізованого скла . . . . 10,5 *м*
4) палеобазальт зеленуватосірий, тонкозернистий, каолінізований . 0,5 *м*;
5) палеобазальт темносірий до чорного, тонкозернистий, масивний . 48,5 *м*
6) лава й туфо-лава . . . . 4 *м*;
7) переверствовання трахідолериту і спіліту . . . . . . 11,5 *м*;
8) спіліт пористий з мигдалинами, зруйнований . . . . . 3 *м*;
9) палеобазальт мигдалекам'яний . . . . 14,5 *м*;
10) туфобрекчія . . . . 6 *м*;
11) трахідолерит мигдалекам'яний . . . . 15 *м*

Вулканогенна товща має велике поширення у басейні р. Горині. Вона подекуди зустрічається у природних відслоненнях і виявлена в кар'єрах, де добувають вулканічні породи. Літологічний склад вулканогенної товщі висвітлено ще недостатньо. Серед порід визначені продукти підводних і наземних вивержень. У деяких кар'єрах базальту можна спостерігати накладення покривів різних фаз виверження. Це яскраво простежується за характером стовпчастих окремостей, їх взаємним розміщенням. Поверхня базальту в Яновій Долині та в інших районах Ровенської області нерівна. Стовпчасті окремості зверху заокруглені, часто кулясті; на їх розмитій поверхні лежить ущільнений глауконітовий пісок. Поверхня останнього, в свою чергу, розмита і перекрита крейдовим мергелем. Область поширення базальтів у районі Берестівця виступає в рельєфі у вигляді помітних підвищень з дуже положистими схилами. Над навколишньою місцевістю базальтові підвищення піднімаються на кілька десятків метрів.

Палеобазальти, трахідолерити та інші вулканічні породи мають досить одноманітний мінералогічний склад: плагіоклаз, калійовий польовий шпат, піроксен, хлорит, біотит, рудні мінерали.

Надефузивна частина розрізу рифейської системи на Волино-Поділлі висвітлена недостатньо. П. Л. Шульга характеризує її склад на підставі матеріалів буріння в районі м. Кобрина і в с. Гусаку Брестської області БРСР.

У складі надефузивної товщі переважають пісковики аркозові, яскраво забарвлені у червонобурий, рожевий, фіолетовий та інші кольори. Строкатоколірна товща їх досягає потужності 75 *м*. У верхній частині розрізу пісковики більш тонкозернисті й верствуваті. Зони часто переверствовуються з глинисто-кременистими, місцями флішо-

подібними, сланцями. В нижній частині розрізу переважають пісковики грубозернисті і конгломератові. В усій товщі зустрічаються проверстки алевролітів.

Цемент пісковиків слюдисто-карбонатний. В їх складі виявлені кварц, польовий шпат, біотит, хлорит, чорні рудні, сидерит, гідрогетит тощо. За літологічними ознаками рифейські відклади на Волино-Поділлі майже не відрізняються від порід нижньокембрійського віку, що їх перекривають. Підставою для розчленування теригенної товщі нижнього палеозою є незгідне залягання, що його спостерігають в основі нижнього кембрію.

Кембрійська система

Наявність кембрійських відкладів на Волино-Поділлі відзначалась давно. Остаточно питання поширення і стратиграфічного поділу тут кембрійської системи розв'язано в роки після Великої Вітчизняної війни.

На підставі великого фактичного матеріалу установлено, що кембрійські відклади широко представлені на всій південно-західній платформеній частині Європейської території Радянського Союзу. Зокрема вони широкою смугою простягаються з північного заходу на південний схід — від Брестської до Одеської областей.

У природних відслоненнях кембрійські відклади зустрічаються лише в межах Подільської плити, зокрема по долинах рр. Горині і Дністра. На решті території Волино-Поділля кембрійські відклади залягають під суцільним покривом молодших наверствувань і занурені на більш або менш значну глибину. Загальне уявлення про залягання кембрійських відкладів дають такі дані. У прилеглих до Волино-Поділля частинах БРСР кембрійські відклади виявлені в свердловинах у районі Пінська, Кобрина, Гусака на глибині 54—76 *м* н. р. м. У цих місцях кембрійські відклади перекриті відкладами верхньої юри.

У численних свердловинах та у відслоненнях на Волино-Поділлі кембрійські відклади виявлені в районах Буцина, Любомля, Підгородного, Римачів, Соловина, Лучинців, Овадного, Турійська, на північ від Володимира-Волинського й Устилугу тощо. Поверхня кембрійських відкладів у цих районах лежить на глибині від 10 *м* в. р. м. в районі Турійська до 178 *м* н. р. м. коло Любомля. У покрівлі кембрію залягають відклади нижнього силуру — в Турійському і Любомльському районах, а на всій іншій території — відклади верхньої крейди.

Велике поширення кембрійські відклади мають у південній частині Волино-Поділля і прилеглих районах Молдавської РСР. У межах Подільської плити — Могилів-Подільський, Окниця, Сороки, Кам'янка, Вертюжани — поверхня кембрійських відкладів знижується з північного заходу на південний схід (Могилів-Подільський—Вертюжани) від 94,0 до 27,0 *м* в. р. м. Занурення поверхні кембрію йде поступово також на південний захід до долини Пруту і Карпатського передового прогину. По лінії Рибниця—Ришкани поверхня кембрію лежить відповідно на 48—149 *м* н. р. м. Оргеєв—Корнешти—323—561 *м*. У районі м. Унген поверхня кембрійських відкладів найбільш занурена і лежить на глибині понад 637 *м* н. р. м. Менш занурені кембрійські відклади в районі Одеси. З наведеного видно, що південна межа Подільської плити і Молдавської западини розміщається десь у районі Кам'янка на Дністрі — Ришкани (рис. 49).

У межах Подільської плити кембрійські верстви в долинах річок перекриті лише четвертинними відкладами. В інших місцях на їх поверхні залягає сеноман. На решті території Молдавської РСР і в Одеській області на кембрії залягає силур. Як на Подільській плиті,

так, особливо, поза її межами, кембрійські відклади дисльоковані. Загальні риси їх дислокацій висвітлювали Т. Васкауцану та Р. Р. Виржиківський. Це питання розглядається у розділі тектоніки і вулканізму Волино-Поділля.

Стратиграфія кембрійських відкладів на території Української РСР висвітлена ще недостатньо. Т. Васкауцану (1931) до кембрійської системи відносив сланці з фосфоритами, поширені в районі с. Неславців, та строкатоколірні сланці Придністров'я.

П. Л. Шульга (1952) в складі кембрійської системи на Поділлі виділила ушицьку (фосфоритовмісну) світу. Між цією світою і молодівським горизонтом нижнього силуру виявлена перерва. На Волині, за даними цієї дослідниці, поширені всі три відділи кембрійської системи. Верхній кембрій представлений пісковиками, алевролітами та глина-

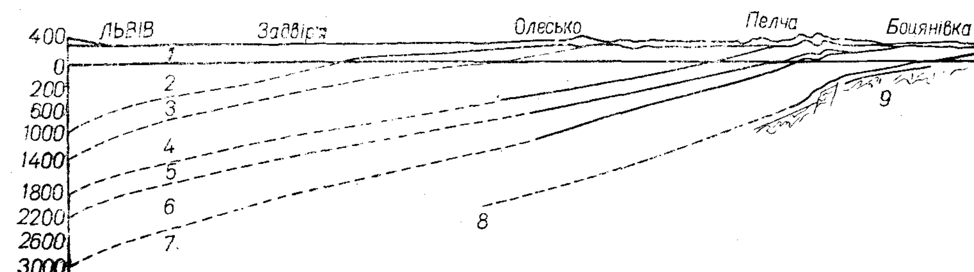


Рис. 49. Схема залягання палеозою на Волино-Поділлі. Розріз по лінії Боцянівка—Олесько — Львів.

1 — тортон; *2* — відклади мезо-кайнозою; *3* — карбон; *4* — верхній девон; *5* — середній девон; *6* — нижній девон; *7* — верхній силур; *8* — кембрій нерозчленований; *9* — кристалічний фундамент.

ми з Lingulella sp., середній — світлосірим пісковиком, а нижній — пісковиками з глауконітом, «синьою глиною» з фосфоритами і пісковиками з сірою глиною.

Інший поділ кембрійської системи, як згадувалося, запропонував Г. Х. Дікенштейн (1953).

Розбіжність схеми стратиграфічного поділу кембрійських відкладів із схемою, запропонованою Дікенштейном, пояснюється тим, що цей дослідник не врахував наявності нижньопалеозойських докембрійських відкладів, що їх тепер відносять до рифею. До останньої системи повністю належить лядівська світа Дікенштейна. Тоді до кембрію належать комарівський, соколецький і миньковецький горизонти, причому два останні повністю відповідають обом товщам відкладів кембрію, що їх виділяє Васкауцану.

Стратиграфію кембрійських відкладів південно-західних районів БРСР досліджували О. Я. Стефаненко і О. С. Махнач (1951). На їх думку, в Білорусії особливо поширені нижньокембрійські відклади. У складі цього відділу кембрійської системи вони виділяють: 1) гдовські верстви, з підрозділенням на: а) нижній комплекс кварцових пісковиків і б) верхні гдовські верстви, майже всюди поширені і виявлені пісковиками строкатоколірними, кварцово-польовошпатовими, з проверстками глин, алевролітів та іноді конгломератів; 2) ламінаритові верстви і сині глини, поширені у південно-західній частині БРСР; 3) еофітові пісковики, менш поширені. Гдовські верстви П. Л. Шульга (1952) розглядає як рифейські, а ламінаритовим верствам, синім глинам і еофітовим пісковикам приписує ранньокембрійський вік.

Кембрійські відклади на території Волино-Поділля характеризуються такими особливостями. ***Нижній кембрій*** більшістю складений, знизу вгору, верствами пісковиків, часом глауконітових, середньозернистих, сірозеленого забарвлення. Вище залягають сині глини, верстви пісковиків і, рідше, алевролітів. За даними Шульги, у цих відкла-

дах виявлено рештки Platisolenites antiquissimus E i c h w., Serpulites petropolitanus J a n. та сліди повзання червів. Ще вище залягають глауконітові пісковики і яскраво забарвлені алевроліти. Корінні фосфорити зосереджені в товщі глинистих сланців ушицької світи, серед яких понад 10 верств фосфоритоносних. Потужність нижнього кембрію в басейні Горині близько 58 *м*.

Кембрійські ф о с ф о р и т и Поділля належать до глинистого типу і мають криптокристалічну будову. В частинах, де фосфат більш грубокристалічний, він представлений зцементованими сферолітами. Добре оформлені гексагональні кристали фосфату мають буре забарвлення і значний вміст глинистої або органічної маси. Вздовж волокон фосфату у фосфоритових конкреціях є численні порожнечі. Вони виповнені кварцом, кальцитом, каоліном або гідроокисами заліза, гематитом, сфалеритом, халькопіритом тощо. Відклади, в яких залягають конкреції фосфоритів, також містять деякі сульфіди. Це свідчить про загальний привнос у басейн, в якому утворювались фосфорити сульфідних розчинів.

Досліджуючи мінералогічний склад подільських фосфоритів, В. М. Чирвінський виявив новий мінерал — п о д о л і т. За хімічним складом він належить до типового фторапатиту: $3Ca_3(PO_4)_2 \cdot CaF_2 + nCa_3(PO_4)_2$; перекристалізовані фосфорити — подоліти — мають частку CaF_2, цілком заміщену на $CaCO_3$. Відповідно хімічна формула подоліту: $3Ca_3(PO_4)_2 \cdot CaCO_3$. На підставі даних численних аналізів Чирвінський установив, що вміст P_2O_5 у подільських фосфоритах становить 31,61—37,86%. Порядок і співвідношення їх складових компонентів характеризують дані аналізу, що їх наводить Т. Васкауцану:

P_2O_5	36,40	H_2O	0,18
CaO	49,78	Al_2O_3	1,32
F	2,51	Fe_2O_3	1,85
Cl	0,06	SiO_2	4,86
CO_3	2,80	Еквів. F	1,05
		Р а з о м	100,81

Значне поширення фосфоритоносних верств на подільському Придністров'ї і в басейні р. Горині розкриває перспективи розробки цього виду мінеральної сировини для потреб народного господарства.

Середній кембрій відомий лише на Волині. В його складі переважають світлосірі пісковики. Цемент пісковиків слюдистий, кварцовий або глинистий з окислами заліза. У пісковиках виявлені пірит, гетит, гідрогетит, турмалін і чорні рудні мінерали. До цього типу відкладів належать пісковики, виявлені під верхнім силуром на значній глибині в м. Олеську. Потужність середнього кембрію 80—90 *м*.

У південно-східній частині Поділля та в прилеглих районах МРСР середній кембрій, можливо, складають верстви строкатоколірних відкладів, потужність яких у Придністров'ї, за даними Г. Х. Дікенштейна, становить 120—140 *м*. Потужність середньокембрійських відкладів, виявлених у районі Одеси, перевищує 485 *м*. Товща їх виявлена переверствованням щільних алевролітів і пісковиків червонястого, червонобурого, зеленого та іншого забарвлення. Серед цих відкладів виявлені проверстки бентонітових глин.

Верстви, що їх зараховують до ***верхнього кембрію***, поширені на значній території Волино-Поділля. За даними П. Л. Шульги, верхній кембрій у західній частині Волині представлений переважно пісковиками, тонковерствуватими, світлого забарвлення. Пісковики іноді карбонатні і мають порожнечі, виповнені білозеленуватою глиною. Часто пісковики переверствовуються з сірими і зеленуватосірими алевролітами і темносірими з зеленуватим відтінком глинами. Аналогом цих відкладів у Прибалтиці П. Л. Шульга вважає оболові пісковики. У переверствуванні пісковиків і сланців виявлена певна закономірність, що пояснюється місцевими змінами умов відкладання осадків у зоні неглибокого моря. Потужність верхнього кембрію близько 160 *м*.

Мінералогічний склад верхньокембрійських відкладів вивчений недостатньо. У складі пісковиків відомі мінерали: пірит, гідрогетит, турмалін, рогова обманка, епідот, брукіт, гранат, шпінель, рудні мінерали, кварц, глауконіт, польовий шпат, хлорит.

Н. С. Вартанова (1953), розглядаючи мінералогічний склад рифейських, кембрійських і силурійських відкладів з району Брестсько-Волинського підняття, називає анатаз, шпінель, гранат, ставроліт, турмалін, гіперстен, моноклінний піроксен, біотит, які становлять важку фракцію теригенних відкладів нижнього палеозою.

Ордовицька система

Ордовицька система як окремий стратиграфічний підрозділ в геологічній будові УРСР виділена недавно. До останнього часу верстви ордовицького віку описували як нижній відділ силурійської системи. Історія вивчення ордовику і силуру неподільна.

Відклади силурійської системи в подільському Придністров'ї відомі здавна. Опис їх, починаючи з 1841 р., давали Бльоде, Е. І. Ейхвальд (1846), К. Малевський (1866), Ф. Шмідт (1874), у 1874 р. А. Альт, у 1889—В. Шайноха, П. М. Венюков (1899), Й. Семірадський (1906), В. Д. Ласкарев (1914), у 1929 р. Р. Козловський, Р. Р. Виржиківський (1933), у 1931 р. Т. Васкауцану, М. І. Ларін та Т. А. Светозарова (1932, 1936), Л. Лунгерсгаузен (1935, 1942), Л. Лунгерсгаузен і О. І. Никифорова (1942), О. І. Никифорова (1948, 1954).

Відклади ордовику та силуру в межах Волино-Поділля мають велике поширення. Вони простягаються широкою смугою з північного заходу на південний схід від середньої течії р. Стиру на півночі до Одеської області на півдні. Виявлені вони і в південно-західних районах БРСР, прилеглих до України,— у Бресті, в районі с. Гузні,— на глибинах 160—195 *м* н. р. м. У покрівлі їх встановлені наверствовання юрського віку. В північно-західній частині УРСР силурійські відклади виявлені в Турійському, Любомльському, Овадівському і Головнянському районах та в м. Ковелі. В останньому поверхня силуру лежить на 13,82 *м* в. р. м. На решті території Волині силур занурений і виявлений на глибинах 34,58—133,43 *м* н. р. м. Сильно занурені силурійські відклади поза межами Подільської плити, наприклад, у м. Олеську вони виявлені на глибині понад 1800 *м*.

Велике поширення силур має на території Молдавської РСР, а також Одеської області. В МРСР силур лежить на глибинах близько 200 *м*. н. р. м. В Одеській області, в районі сс. Гори, Ганчурів, глибина його залягання зростає до 327,4—358,0 *м*. У районі с. Вишньовки силур лежить на надзвичайній глибині — понад 1112,0 *м* від поверхні. На всьому цьому просторі силурійські відклади перекриті здебільшого крейдою. В складі ордовицької системи виділяються, знизу вгору, ортоцератитові та глауконітові верстви, ехіносферитові верстви та молодівський горизонт.

Нижньосилурійські або *ордовицькі* відклади відслонюються у Придністров'ї. У свердловинах вони виявлені на південний захід від м. Ковеля, в районі сс. Соловичів, Радехова, Ставочка і, західніше від Ковеля, біля с. Підгірного. За даними П. Л. Шульги, нижньосилурійські відклади в цьому районі підстелюються світлосірими пісковиками верхнього кембрію і незгідно перекриваються відкладами верхнього силуру. За її даними, наверствовання нижнього силуру в західній Волині ідуть у такій послідовності (зверху вниз):

1. Вапняк сірий, кристалічний, з Orthis calligramma Dalm., Sphaeronites sp., вміщає два проверстки оолітового, жовтобурого залізистого вапняку (типу «сочевичних верств» Прибалтики),—30 *м*.

2. Вапняк кристалічний, місцями червонобурий, фіолетовий або сірий з невеликою кількістю решток трилобітів та головоногих молюсків. Серед скам'янілостей представники родів Asaphus sp., Pliomera sp, Endoceras sp. та ін., — 10—12 *м*.

3. Вапняк кристалічний, доломітизований, з домішкою глауконіту,—1—1,5, *м*.

4. Пісковик глауконітовий темнозеленого кольору,—0,5—5 *м*.

У Придністров'ї ордовицькі відклади складають верстви пісковиків, карбонатних, кременистих пісковиків і вапняків сірого, червонуватого, зеленого та іншого забарвлення. Серед відкладів нижнього силуру виділяються пісковики Молодова.

До відкладів нижнього силуру на Поділлі О. І. Никифорова (1954) відносить товщу зеленуватосірих глинистих сланців з рідкими проверстками тонкоплитчатих пісковиків у верхній частині, з тонкими проверстками тонкозернистого глауконітового пісковика. У цих відкладах органічних решток не виявлено.

Верхню частину нижнього силуру складають вапняки, місцями піскуваті, та карбонатні пісковики, з рештками Parambonites gigas Schm., Palaeohalysites parallelus Schm. або Tripresia incularis Eichw. та лінгулами.

На берегах Дністра, між сс. Рестевом і Молодовим відслонюється характерна для ордовику верства молодівського пісковика, потужністю 3,5 *м*. Далі до р. Студениці товщина його зменшується до 20—80 *см*. Пісковик сірого або жовтуватобурого забарвлення, у нижній частині більш крихкий, а в верхній іноді вміщає проверстки конгломерату до 5 *см*. В інших місцях пісковик поступово переходить у вапняк, на якому без помітної перерви залягають верстви вапняків китайгородського горизонту верхнього силуру.

У нижній і середній частинах пісковикової верстви Молодова зустрічаються численні рештки брахіопод, гастропод, пелеципод, цефалопод, моховаток і трилобітів. На поверхні пісковиків виявлені численні ходи червів.

За палеонтологічними даними, пісковики Молодова О. І. Никифорова порівнює з лікгольмськими верствами Прибалтики, що належать до верхів ордовику.

Поширені ордовицькі верстви на Поділлі і в прилеглих районах МРСР, немов у давній зоні занурення, що містилася західніше лінії Окниця — Бєльці.

Силурійська система

Силурійські відклади на Волино-Поділлі займають велику площу і на всю потужність відслонюються у межах Подільської плити. В стратиграфічному поділі силуру Поділля давно вже встановлена наявність відкладів ландоверського, венлокського, лудловського і даунтонського ярусів. У межах цих ярусів О. І. Никифорова і Г. Х. Дікенштейн виділили ряд горизонтів, для яких запропонували місцеві назви, за тими населеними пунктами, де та чи інша верства була виявлена.

Зважаючи на відносно повнішу палеонтологічну обгрунтованість стратиграфічного поділу у О. І. Никифорової, огляд силуру Волино-Поділля наводимо за її схемою.

Ландоверський ярус. Йому відповідають *китайгородський* горизонт О. І. Никифорової і І *горизонт силурійських відкладів*, виділений П. М. Венюковим, та «верстви Рестева», які описував Т. Васкауцану. Відклади цього горизонту відслонюються на берегах Дністра між

сс. Дурняківцями і Великими Мукшами. До нього відносять товщу тонкоплитчатих, грудкувато-вузлуватих вапняків, сірозеленого кольору, переверствованих з глинистими сланцями. У підошві цього горизонту залягає верства піскуватого вапняку з Parambonites gigas Fr. Schm., ордовицького віку. У покрівлі китайгородського горизонту залягають глинисто-мергельні тонковерствуваті вапняки з рештками Leptaena rhomboidalis Wilck., що належить до верхнього, мукшинського горизонту. У складі китайгородського горизонту О. І. Никифорова виділяє три пачки верств, які мають стратиграфічне значення.

Верстви китайгородського горизонту багаті на скам'янілі рештки коралів, брахіопод, головоногих молюсків і трилобітів. Особливо численні рештки брахіопод. Серед найпоширеніших скам'янілостей відзначаються такі: Orthopaterophyllum conicum Bulv., Parmorthis elegantula Dalm., Platystrophia ex gr. dentata M'Coy, Sowerbyella transversalis Dalm., Anastrophia deflexa Sow. var. podolica Wenjuk., Pentamerus cf. laevis Sow., Barrandella linguifera Sow., Wilsonella davidsoni M'Coy, Atrypa imbricata Sow., Atrypa barrandii Dav., Spirifer radiatus Sow., Cyrtia exporrecta Wahl., Retzia aplanata Wenjuk.

В західній Волині на північ від широти м. Володимира-Волинського, в районі м. Ковеля (Шульга, 1952), як і в м. Олеську, китайгородський горизонт представлений органогенно-уламковими, глинистими вапняками, переверствованими з глинисто-карбонатними сланцями, в яких, за даними П. Л. Шульги, виявлені рештки Bilobites bilobus L., Sowerbyella mullochensis Reed, Encrinurus punctatus Wahl. та ін.

Венлокський ярус. Венлокський ярус верхнього силуру на Придністров'ї має мінливий літологічний склад. Ярус поділяється на три горизонти (знизу вгору): мукшинський, устівський, або евриптерусовий, і малиновецький; верхні верстви останнього мають раннього лудловський вік.

Мукшинський горизонт має незначну потужність; нижня стратиграфічна межа його охарактеризована раніш. Його верстви залягають на вузлуватих вапняках китайгородського горизонту. В його покрівлі лежать тонкозернисті мергельні вапняки або доломіти, переверствовані з глинистими сланцями з рештками евриптерид. Складений мукшинський горизонт внизу тонковерствуватими, крихкими глинисто-мергельними вапняками, з численними черепашками брахіопод. У верхній його частині поширені верстви вапняків кристалічних, грубоверствуватих, з рештками коралів — ругоз і табулят. Серед провідних скам'янілостей цього горизонту Никифорова згадує: Leptaena rhomboidalis Wilck., Atrypa reticularis L., Parmorthis crassa (Lind.), Zelophyllum conicum Bulv., Uncinulus stricklandi (Sow)., Camarotoechia dumanovi Wenjuk., Rhynchotreta cuneata (Dalm.), Spirifer sp. та ін.

Устівський (евриптерусовий) горизонт залягає на мукшинському. Верхню межу його становлять потужні верстви коралово-брахіоподових вапняків малиновецького горизонту. До складу устівського горизонту відносять верстви плитчастих мергелистих доломітів та мергелів, переверствованих з глинистими сланцями. У цих відкладах є численні рештки евриптерид та остракод. Найповніше устівський горизонт виявлений у районі сс. Устя, Армян, Каплинців, Думанова, Черчого і м. Кам'янця-Подільського. Верхньосилурійські доломітизовані вапняки під мікроскопом виявляються породою мономінеральною, 99% якої становлять доломіт і кальцит. Текстура породи тонковерствувата—проверстки надто тонкозернистого карбонату переверствовуються крупнозернистим. Товщина проверстка — від 0,045 до 0,15 *мм*. Більшість зерен—доломітова, кальцит займає другорядне місце. Зустрічається домішка кутасто заокруглених зерен кварцу і лусочок слюди; як виняток

у породі виявлено зерна акцесорного циркону й лімоніту. Останній подекуди утворює тоненькі смужки.

За даними Коновалова, хімічний склад вапняків з верхньої частини вапнякового комплексу такий:

№	SiO_2	CaO	MgO	Al_2O_3	Fe_2O_3	SO_3	P_2O_5	В. п. п.
1	6,38	48,70	1,38	2,04	0,86	0,24	сл.	40,08
2	7,56	48,10	1,53	3,03	0,97	—	нема	39,06
3	6,94	49,50	1,52	1,81	0,69	0,22	»	40,32
4	5 40	49,39	1,55	1,95	1,00	0,55	0,06	39,69
5	6,04	50,40	1,16	1,66	0,34	0,02	нема	40,67
6	6,60	49,00	1,47	2,70	0,80	0,36	»	39,52

Доломітизований вапняк трохи відрізняється від вапняків, щойно аналізованих. Середній хімічний склад їх такий:

Пачки верств	SiO_2	CaO	MgO
Верхня	10,13	43,31	3,53
Середня	,17	22,35	12,53
Нижня	,44	41,73	6,04
Підстелюючий глинистий вапняк	25,0	26,84	8,10

За своїм хімічним складом верхньосилурійські вапняки з району Китайгорода на Поділлі придатні для виробництва цементу. В районі сс. Козинців та Чорнокозинців у вапняковій товщі відомі проверстки літографського каменю.

Малиновецький горизонт має значне поширення. Крім Придністров'я, наявність його установлена в західній Волині.

Стратиграфічні межі цього горизонту завжди чіткі. Його підстелюють доломіти або вапняки з рештками евриптерусів, а вкривають строматопорові доломітизовані вапняки скельського горизонту. Сам малиновецький горизонт складений верствами мергелистих вузлуватих вапняків, переверствованих з глинистими сланцями і кристалічними строматопорово-кораловими вапняками. Керівні скам'янілості з брахіопод для малиновецького горизонту такі: Dolerorthis rustica S o w., Wilsonella wilsoni S o w., Camarotoechia nucula S o w., Gypidula galeata D a l m., Conchidium pseudoknighti T s c h e r n., Spirifer elevatus D a l m., Sp. bragensis W e n j u k., Sp. interlineatus H e d s., Rhynchospirina baylei D a v.

З численних коралів О. І. Никифорова згадує такі: Cantrillia minima B u l v., Pholidophyllum subhedströmi B u l v., Holmophyllum podolicum B u l v., Aphyllum socialis S o s c h., Pilophyllum progressum W e d e k., Microplasma aff. schmidti D y b o w., Phaulactis cyathophylloides R y d e r, Lykocystiphyllum excentricum B u l v., Ptilophyllum lindströmi S m i t h et F r e m b.

Л у д л о в с ь к и й я р у с. *Скельський* (строматопорово-коралово-остракодовий) *горизонт* у розрізі силурійської системи Поділля складений органогенними вапняками, в утворенні яких брали участь строматопори, корали, а також остракоди. Зміна цих вапняків мергелями відзначає верхню межу горизонту. Його потужність дорівнює 60—65—100 *м*. В його нижній частині залягають так звані доломіти Ісаківців, здебільшого щільні, темні, бітумінозні. Корали серед вапняків зустрічаються поодиноко або колоніями. Строматопори утворюють банки, які

переверствовуються з доломітами і мергелистими вапняками. У верхній частині скельського горизонту в Придністров'ї переважають так звані дзвіногородські мергелі з окремими проверстками вапняку.

У західній Волині, за даними Шульги, скельський горизонт включає верстви сірозеленого мергельного органогенного глинистого і, іноді, кристалічного вапняку. Серед вапняків скельського горизонту виявлено проверсток світлосірого вулканічного туфіту.

У складі численних органічних викопних решток з вапняків виявлені Rhipidomella stasziri K o z l., Spirifer cf. magnus K o z l., Leptaena rhomboidalis W i l c k., Dayia navicula S o w., Chonetes sbruczensis K o z l., Monograptus sp.

Керівними для скельського горизонту скам'янілостями О. І. Никифорова вважає корали: Pholidophyllum hedströmi var. attenuata W e d e k., Holmophyllum septatus (sp. nov.), Phaulactis cyathophylloides R y d e r, Ptilophyllum lindströmi S m i t h et F r e m b. Серед брахіопод провідні є: Lissatrypa linguata B u c h., Spirifer crispus D a l m., Dayia navicula S o w., Protathyris didyma D a l m.

Борщівський горизонт (верхня частина лудловського ярусу). Поширений на Придністров'ї. Підстелюють його мергелі скельського горизонту, перекривають мергельні сланці чортківського горизонту. Потужність досягає 100 *м*.

Борщівський горизонт верхнього силуру Поділля представлений в нижній частині переважно глинистими і мергелистими породами. Вище залягають сланцьові мергелі, зрідка переверствовані вапняками. У цих відкладах зустрічаються численні органічні рештки, серед яких найбільш характерні: Parmorthis eleganluloides K o z l., Rhipidomella frequens K o z l., Stropheodonta (Brachyprion) subinterstrialis K o z l., Ptectodonta maria K o z l., Leptaena emarginata B a r r., Chonetes proliferus K o z l., Camarotoechia (Wilsonella) tarda B a r r., Septatrypa scereta K o z l., Spirifer (Cristella) angustiplicatus K o z l. Серед коралів виявлено лише один вид Phaulactis cyatophylloides R y d e r. Часто зустрічаються рештки моховаток і трилобітів.

Чортківський горизонт. Завершуються силурійські відклади на Поділлі товщею морського походження. Вгорі її перекривають червоні пісковики вже іншої фації, які й становлять верхню стратиграфічну межу *чортківського горизонту* і силурійської системи в цілому. Відклади чортківського горизонту поширені по Дністру й Серету від його гирла до м. Янова. Потужність відкладів визначають в 150—200 *м*. У західній частині Волині, на північ від Володимира-Волинського, відклади лудловського ярусу не виявлені. У складі верств чортківського горизонту переважають глинисті сланці, часто слюдисті, сірозеленого кольору. У товщі сланців зустрічаються проверстки кристалічних вапняків товщиною 3—5—30 *см*, з численними рештками організмів. Серед останніх особливо часто зустрічаються черепашки остракод. Рештки брахіопод утворюють значні скупчення, але належать нечисленним видам. У сланцях трапляються рештки тонкостінних черепашок пелеципод, ще мало вивчених.

Характерними для чортківського горизонту верхнього силуру Поділля вважаються Mutationella podolica K o z l., Schellwienella subinterstrialis var. seretensis K o z l., Spirifer angustiplicatus var. zaleszczykiensis K o z l.

У прилеглих до Поділля районах М о л д а в с ь к о ї РСР та на південному заході УРСР силурійські відклади теж мають велике поширення.

За даними А. Я. Едельштейна, в Молдавії вони представлені трьома ярусами: *ландоверським, венлокським* і *лудловським*. У розрізі верхньосилурійських відкладів глинисті вапняки становлять переважну

його частину. Вони переверствовані з аргілітами, гіпсо-ангідритами та глинами. Підстелюють їх відклади нижнього силуру й кембрію.

Верхньосилурійські відклади МРСР і Одеської області нагадують відклади їх на Поділлі й Волині. Ландоверський ярус (китайгородський горизонт) складають переверствовання глинистих вапняків, мергелів та доломітів, що доверху переходять у сірі, щільні й грудкуваті перекристалізовані вапняки. Серед органічних решток у них виявлені Atrypa reticularis L., Leptaena depressa S o w., Dolerorthis sp, Parmorthis elegantula (D a l m.). Потужність відкладів цього горизонту не перевищує 31 *м*. Місцями його немає. Виявлений у свердловинах в с. Мирному біля Одеси, в районі м. Унген, с. Скулян тощо.

До венлокського ярусу належать доломіти, що чергуються з потужними верствами грудкуватих вапняків, аргілітів і тонкими проверстками ангідриту. У верхній частині ярусу залягає товща близько 50—70 *м* строматопорово-коралових вапняків. Загальна потужність відкладів венлокського ярусу досягає 232 *м*. Поширення венлокських відкладів А. Я. Едельштейн відзначає в районі Унген, Каушан, Сарати і поблизу Оргєєва.

Лудловський ярус виявлений кількома горизонтами. Серед них до скельського належать вапняки чорні, щільні бітумінозні, строматопорово-коралові, і мергелі. В околицях м. Унген і с. Салкуци в складі цього горизонту виявлені верстви доломіту. Потужність останнього близько 100 *м*. Борщівський горизонт лудловського ярусу складений вапняками глинистими, темносірими і зеленуватосірими, переверствованими з сіруватими глинистими сланцями. Потужність цих відкладів близько 150—200 *м*, вони поширені в східних районах МРСР—сс. Калараш, Кайнари, м. Дубоссари, а також у районі ст. Роздільної в Одеській області. Особливо значну потужність мають відклади чортківського горизонту, яка досягає 237 *м*. Горизонт складає переверствовання аргілітів і перекристалізованих вапняків. Вгорі аргіліти мають чорне забарвлення і переповнені рештками тентакулітів.

Як видно з наведеного опису, силур на всій обширній території від долини Прип'яті на північному заході до узбережжя Чорного моря на півдні відкладався за умов неглибокого моря і відзначається безперервним і повним розрізом наверствувань. На підставі зміни літологічного складу, а також співвідношення окремих горизонтів у межах системи в цілому, виявляється складність коливальних рухів, що позначалися на умовах відкладання та на складі осадків силурійської системи.

Девонська система

Девонські відклади на Волино-Поділлі виявлені давно (Ласкарев, 1914). Довгий час відомості про них обмежувалися лише даними про відслонення нижнього девону по Дністру, середнього — по долинах Золотої Липи, Серету та Горині. Поширення девонської системи та її стратиграфічний поділ були з'ясовані лише після Великої Вітчизняної війни.

Девонська система, як про це можна скласти уявлення на підставі мережі свердловин, де виявлено її відклади, займає смугу, видовжену з півночі на південь. Східна межа поширення девонських відкладів проходить приблизно від повороту середньої течії р. Стиру на Дубно, далі на південь у напрямку на Збараж, Теребовлю, Чортків, Залещики, Сторожинець і далі по Серету. Західна межа поширення девону, де його перекривають кам'яновугільні відклади, схематично проходить у напрямку від Турійська, приблизно, на Золочів і Жидачів. На цьому просторі девонські відклади відслонюються на узбережжі Дністра, в басейнах рр. Горині та Ікви. Вони виявлені в свердловинах району Несвіча, у м. Луцьку, в сс. Починках, Струсові, Плебанівці, Торчині, на південний схід від м. Ковеля, в Олеську, Гірському і багатьох інших. Окремий район поширення відкладів девонської системи становить Пелчанське плато. В його межах ці відклади сильно дисльоковані і значно підняті у порівнянні з заляганням їх у навколишніх районах. Наявність дислокацій девонських відкладів позначається на особливостях рельєфу Пелчанського району. Поверхня девонських відкладів у більшості районів лежить вище рівня моря, на глибинах 88—176 *м* від поверхні. Потужність девонських відкладів вимірюється сотнями метрів.

Стратиграфічні межі девонських відкладів визначаються внизу верствами верхнього силуру. Залягання згідне. Вони пов'язані поступовими переходами. У межах поширення кам'яновугільних відкладів девонська і кам'яновугільна системи залягають теж згідно. Поза межами поширення кам'яновугільних відкладів у покрівлі девонської системи переважно залягає верхня крейда. Поверхня девону розмита. У пониженнях її подекуди збереглися юрські відклади. Стратиграфічне розчленування девону Волино-Поділля і порівняння його з девонськими відкладами інших районів представлені в табл. 16.

Таблиця 16

Порівняння девонських відкладів Волино-Поділля та інших районів

(Шульга, 1952)

Відділ	Ярус	Поділля	Волинь	Південно-західна окраїна Російської платформи	Келецько-Сандомирський кряж
Верхній	Фаменський		Вапняки з Cyrtospirifer archiaci, C. brodi, Camarotoechia livonica та ін.	Червоноколірні породи, бієловські верстви, червоноколірні породи, чимаєвські верстви	Глинисті сланці з Clymenia Humboldti
	Франський		Вапняки з Cyrtospirifer verneuili, Atrypa reticularis	Червоноколірні породи, бурезькі, ільменські, свинордські, чудовські, псковські, святогорські й подсвятогорські верстви	Верстви з Rynchonella cuboides, Spirifer archiaci і Manticoceras intumescens
Середній	Ейфельський, Живетський	Доломіти й вапняки з коралами й брахіоподами	Доломіти, вапняки, глинисті сланці й пісковики з Atrypa reticularis, Estheria membranacea, Osteolepis macrolepidotus, Dipterus	Оредезькі, лузькі, наровські й перновські верстви	Верстви з Stringocephalus burtini. Мергелі й доломіти з Calceola sandalina, Spirifer dombrowiensis
Нижній		Бариська світа			Конгломерати Невахлова і Мідної Гори, олд-ред, пісковики з плакодермами
		Городницька світа			

Нижній девон. Відклади нижнього девону на всій території Волино-Поділля виявлені у фації червоного пісковика — олд-реду. Відслонення його добре виявлені на Подільській плиті, зокрема в Придні-

стров'ї. У цьому районі загальна потужність верств нижнього девону досягає понад 450 *м*. У нижній частині розрізу в Придністров'ї залягають зеленуваті глини, вище—пісковики, піскуваті мергелі, забарвлені в червоний або бурий колір. Верхню частину розрізу нижнього девону складають червоні та буруватосірі масивні пісковики з тонкими проверстками сланців. Часом у пісковиках добре виявлені хвилеприбійні знаки, тріщини висихання тощо. Цю товщу іноді описують під назвою заліщиківського горизонту. Органічні рештки в червоноколірних породах нижнього девону зустрічаються рідко; виявлені вони лише рештками панцирних риб: Weigeltaspis cf. acta Brotz., Brachipteraspis cf. heinti Brotz., Pteraspis cf. lerichia Zych, Pt. brotzeni White, Pt. elongatus Zych, Acantoides sp., Psammosteus sp., Tremataspis sp.

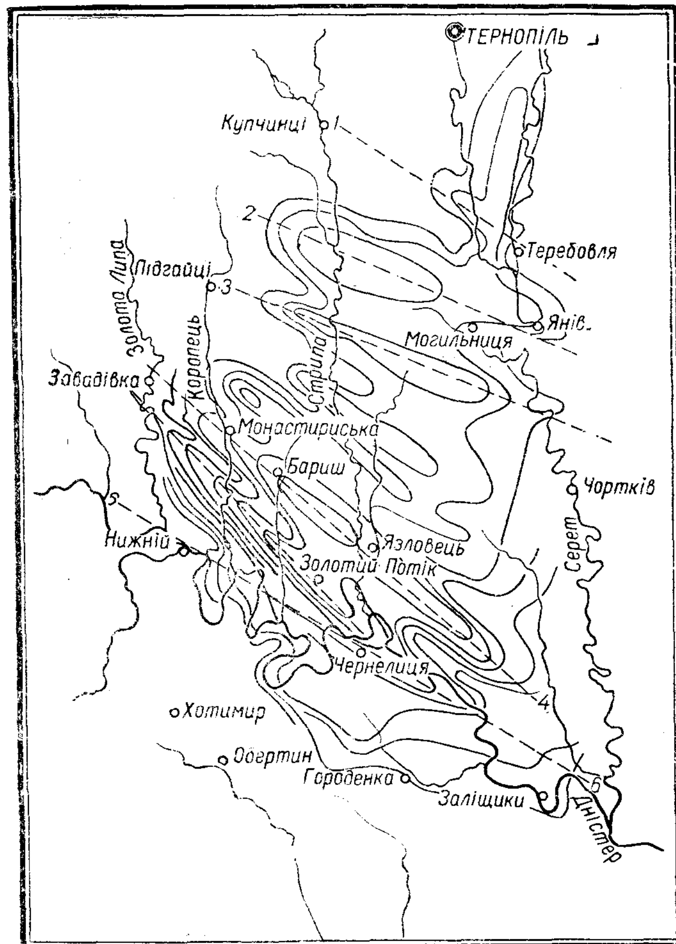


Рис. 50. Карта поверхні подільського олд-реду D_1 (за даними В. Зиха).

1—6 — осі тектонічних піднять; ~ — ізогіпси поверхні олд-реду (нижній девон).

За літологічними ознаками нижньодевонську товщу Поділля Н. А. Грибова і, вслід за нею, П. Л. Шульга поділяють на дві світи—нижню — городницьку, і верхню — бариську.

За даними В. Зиха, нижній девон на Подільській плиті дещо дислокований. Верстви його перегнуті у складки, видовжені у північно-західному напрямку. Північна антиклінальна, валоподібна, складка простягається у напрямку Купчинці — Теребовля, а південна простягається вздовж долини Дністра в напрямку Нижнє—Заліщики. Усіх антикліналей, добре виявлених, близько 10 (рис. 50).

Середній девон. Відклади середнього девону на Волино-Поділлі поширені так само, як і нижньодевонські. В нижній частині вони складені пісковиками, сланцями і проверстками доломітів з рештками викопних риб Osteolepis macrolepidotus, Dipterus sp. тощо. У верхній частині розрізу середнього девону на Волині переважають верстви доломітів, вапняків, серед яких також трапляються проверстки пісковиків та глинистих сланців. Органічні рештки в цих відкладах бувають часто. Серед них переважають корали й брахіоподи. За визначеннями А. Келюса, у складі викопних організмів найбільш поширені: Chonetes sarcinulata Schloth., Productella subaculeata Murch, Alveolites suborbicularis Lam., Atrypa reticularis L. і ряд інших, у тому числі чисто місцевих, форм.

Верхній девон. Верхньодевонські відклади досить повно представлені на Волині. Максимальна потужність їх досягає 550 *м*. У нижній частині переважають верстви кристалічних, іноді піскуватих, доломітів, здебільшого сірого кольору. Вони переверстовані з вапняком, верствами глинистих сланців і пісковиків. Верхню частину розрізу верхнього девону складають потужні верстви сірого або темносірого вапняку, часто кристалізованого й доломітизованого. На підставі літологічного складу і палеонтологічних даних верхньодевонські відклади Волині поділяються на франський і фаменський яруси.

У нижній частині відкладів франського ярусу П. Л. Шульга (1952) перераховує рештки Cyrtospirifer ex gr. verneuili Murch., Atrypa ex gr. reticularis L., Menerella cf. ostrovensis Egorov, Knoxiella sp., Semilukiella sp.

Для фаменського ярусу характерні: Cyrtospirifer ex gr. verneuili Murch., C. archiaci Murch., C. brodi Wenjuk., C. tenticulum Vern., C. murchisonianus Vern., Camarotoechia livonica Buch., C. brodica Nal., C. černosemica Nal., C. omaliusi Goss., Productella ex gr. forojulensis Frech. та ін.

У вапняках з урочища Біла Гребля В. Д. Ласкарєв наводить список скам'янілостей, серед яких згадує Cyathophyllum heterophyllum M. F., C. bathyalyx Frech., C. aff. ceratites Goldf., Zaphrentis sp.

Питання умов відкладання порід девонської системи на Волино-Поділлі, їх складу, палеонтологічних особливостей і стратиграфічного поділу потребують ще дальшого, поглибленого вивчення.

Кам'яновугільна система

Кам'яновугільні відклади в межах Волино-Подільської плити й Галицько-Волинської синеклізи у відслоненнях не зустрічаються. Уламки порід кам'яновугільного віку відомі лише в складі конгломератів мезозойського віку.

Як можна судити з даних буріння, північна й східна межі поширення карбону проходять у напрямку Устилуг — Володимир-Волинський, на південь і південний захід у напрямку Торчин—Олесько—Золочів — Жидачів. За матеріалами численних свердловин, які виявили кам'яновугільні відклади в ряді районів Волинської і Львівської областей, карбон залягає на глибинах від кількох десятків метрів над рівнем моря до понад 195 *м* нижче його рівня. Найбільш занурений карбон у Куликівському районі Львівської області.

Кам'яновугільні відклади у Галицько-Волинській синеклізі перекриті верствами верхньоюрського віку, що збереглися від розмиву в пониженнях рельєфу поверхні карбону, і верхньою крейдою, що зустрічається повсюдно.

Неоднаковість глибин залягання кам'яновугільних відкладів зумовлена значною мірою їх складчастістю. У межах антиклінальних перегинів кам'яновугільні відклади менш занурені, а в синклінальних прогинах — більше. При цьому зберігається загальне схилення карбону до осі Галицько-Волинської синеклізи.

Стратиграфічне розчленування кам'яновугільних відкладів Галицько-Волинської синеклізи обгрунтувала Шульга (1952). За її даними, в цій області поширені відклади нижнього карбону, у складі турнейського, візейського й намюрського ярусів, і середній карбон, у складі башкирського ярусу. Кожний з ярусів вона ділить ще на зони і порівнює з відповідними наверствуваннями інших районів (табл. 17).

Вказані стратиграфічні підрозділи на Волино-Поділлі характеризуються такими особливостями.

Нижній карбон. Т у р н е й с ь к и й я р у с. Відклади турнейського ярусу залягають під крейдою вздовж північно-західної межі поширення кам'яновугільних відкладів. В основі нижнього карбону залягають верстви фаменського ярусу верхнього девону, між якими виявлено поступовий перехід. Верхня межа турнейського ярусу, за даними П. Л. Шульги, розмита й незгідно перекривається відкладами візе.

У складі турнейського ярусу Шульга виділяє три стратиграфічні товщі, які, за зразком Донбасу, позначає індексами $C_1^t a$, $C_1^t b$ і $C^t c$.

Нижня товща — $C_1^t a$ — представлена доломітизованими вапняками, сірозеленуватими та чорними піскуватими, доломітизованими пісковиками, рідше темносірими алевролітами, часом переверствованими з глинистими сланцями. Серед скам'янілостей в цьому горизонті виявлені: Spirifer ex gr. julii D e h a e, Eridoconcha sp. (=Astarte socialis E i c h w.), Capidoides sp., Asterocalamites scrobiculatus (S c h l o t h.) Z e i l l., Rhodea moravica (E t t i n g s h.) S t u r.

В *середній* товщі — $C_1^t b$ — переважають доломіти і доломітизовані вапняки світлого забарвлення. У вапняково-доломітовій товщі зрідка залягають верстви різнобарвних глин, а також окремі проверстки гіпсу. З органічних решток у відкладах цієї товщі Шульга згадує лише одну знахідку Capidoides sp.

Верхня частина турнейського ярусу, яка належить до зони $C_1^t c$, складена виключно теригенними відкладами — глинами, алевролітами, пісковиками й конгломератами яскравого червонобурого, сірозеленого та іншого забарвлення. Вапнякові верстви виявлено лише в найвищій частині розрізу. У глинистих проверстках цієї зони, як зазначає Шульга, виявлені рештки пелеципод і рослин: Asterocalamites scrobiculatus (S c h l o t h.) Z e i l l., Stigmaria ficoides S t e r n., Lepidodendron olivieri E i c h w., Adiantites machaneskii S t u r, Rhodea hochstetteri (E t t i n g s h.) S t u r.

Загальна потужність відкладів турнейського ярусу в межах Галицько-Волинської синеклізи досягає понад 230 *м*.

В і з е й с ь к и й я р у с. Відклади візейського ярусу Галицько-Волинської синеклізи мають значну потужність і досить різноманітний склад. У межах ярусу поширені верстви сірих та темносірих вапняків, глинистих сланців, слюдистих тонковерствуватих алевролітів і сірих дрібнозернистих пісковиків. Ці верстви незгідно залягають на підстелюючій товщі турнейських відкладів і згідно, вгорі, перекриваються відкладами намюрського ярусу. Серед відкладів візе виявлені пропластки вуглистих сланців і кам'яного вугілля неробочої потужності. Вони, як правило, підстелюються стигмарійовими проверстками. За особливостями розподілу цих верств та на підставі змін складу викопних органічних решток П. Л. Шульга виділяє в межах візейського ярусу окремі стратиграфічні зони: 1) олеськівську — $C_1^v ol$, 2) буську — $C_1^v bs$,

Таблиця 17

Схема стратиграфічного поділу кам'яновугільних відкладів Галицько-Волинської западини і порівняння їх з аналогічними відкладами деяких інших кам'яновугільних басейнів

(Склала П. Л. Шульга)

Поділ за єдиною шкалою		Місцеві поділи		
Відділ	Ярус	Галицько-Волинська западина	Донбас	Підмосковний басейн
Середній C_2	Башкирський C_2^b	Кречівська зона (Зона Dunbarella papyracea)	C_2^3 (H)	Верхньобашкирські верстви району Рестева
		Порсмівська зона (Донецелова зона)	C_2^2 (G)	
		Морозовицька зона (Зона Pseudostafella antiqua)	C_2^1 (F)	
Нижній C_1	Намюрський C_1^n	Бужанська зона (Зона Anthraconauta bugensis)	C_1^5 (E)	Перерва
		Лишнянська зона (Зона Posidonomya lichnjanskiensis)	C_1^4 (D)	Протвинська товща
	Візейський C_1^v	Іваницька зона (Зона Anthraconeilo ivanitschi)	C_1^3 (C) $C_1^v h$	Стешевська і торуська товщі
		Порицька зона (Зона Posidonomya porizkiensis)	C_1^2 (B) $C_1^v g$	Ваневська товща
		Устилузька зона (Зона Saccaminopsis)	$C_1^v f$	Михайловська товща
		Володимирська зона (Зона Sanguinolites striatolamellosa)		Алексинська товща
		Яхторівська зона (Зона перших Forschiella, Monataxis)	$C_1^v e$	Тульська товща
		Буська зона (Зона Lituotubella)	$C_1^v d$	Вугленосна товща
		Олеськівська зона (Зона Quasiendothyra aff. staffelliformis)	C_1^1 (A) $C_1^v c$	
		Перерва	$C_1^v b$	
			$C_1^v a$	
	Турнейський C_1^t	$C_1^t c$	$C_1^t d$	Перерва
			$C_1^t c$	Чернишинська і агеєвська товщі
		$C_1^t b$	$C_1^t b$	Упинська товща
		$C_1^t a$	$C_1^t a$	Мальовко-мураєвнінська товща і бісферові верстви

3) яхторівську C_1^v jacht, 4) володимирську — C_1^v wl, 5) устилузьку C_1^v ust, 6) порицьку—C_1^v pr, 7) іваницьку—C_1^v iw. Для окремих зон, порівняння яких з відповідними відкладами на Донецькому кряжі показане на стратиграфічній таблиці, наводяться такі характерні риси.

Олеськівська зона складена верствами темносірих до чорних вапняків, з рештками здрібнених форамініфер, серед яких згадуються представники групи Endothyra globulus (E i c h w.) і родів Eostaffella та Paraturammina.

Буська зона відома в південних районах поширення кам'яновугільних відкладів. В її будові беруть участь доломітизовані вапняки, доломіти, переверствовані з глинистими сланцями і пісковиками. У межах зони виявлено один пропласток кам'яного вугілля. З органічних решток у відкладах цієї товщі переважають форамініфери: Forschia subungulata M ö l l., Haplophragmella irregularis R a u s., Lituotubella glomospiroides R a u s., Endothyra prisca R a u s. et R e i t l., E. similis R a u s. et R e i t l., E. globulus (E i c h w.), а також брахіоподи — Productus (Gigantella) ex gr. prigorskyi B o l k h., Leptaena rhomboidalis var. analoga P h i l l.

В *яхторівській* товщі переважають пісковики. Їм підпорядковані вапняки, глинисті сланці, а також пропластки вугілля. З органічних решток відомі численні форшієли, гаплофрагмели, літуотубели. З'являються перші представники Monotaxis exilis V i s s., Eostafella mediocris V i s s. та ін.

Володимирська зона, за визначенням Шульги, вздовж північної межі району поширення кам'яновугільних відкладів трансгресивно перекриває більш давні відклади і місцями налягає безпосередньо на нижній палеозой. В її будові беруть участь верстви вапняків, глинистих сланців та пісків. Виявлено чимало пропластків кам'яного вугілля. Органічні рештки, зокрема форамініфер, зустрічаються часто. Серед них Tuberitina sp., Calcisphaera sp., Hyperammina elegans R a u s. et R e i t l., Haplophragmella minima B r a z h n., Endothyra similis R a u s. et Reitl., E. convexa R a u s., Archaediscus karreri B r a d y, Monotaxis gibba M ö l l.

Відклади володимирської зони вкривають потужні верстви вапняків *устилузької* товщі. Для неї характерними вважаються Endothyra omphalota R a u s. et R e i t l., E. ex gr. globulus (E i c h w.), E. ex gr. crassa B r a d y, Archaediscus mölleri var. gigas R a u s.

У відкладах володимирської і устилузької товщ П. Л. Шульга виявила (1954) комплекс пелеципод, серед яких характерними ця дослідниця визначила: Parallelodon geinitzi K o n., Protoschizodus obliquus M 'C o y, Cypricardella concentrica H i n d, Sanguinolites striato-lamellosus K o n., S. plicatus P o r t l., Edmondia m'coyii H i n d, Edmondiella sulcata (P h i l l.), Aviculopinna flabelliformis (M a r t.), Pterinopecten eximius (K o n.), Aviculopecten intermedius M'C o y. Представники цього комплексу пелеципод вважаються мешканцями відкритого моря, спокійних частин шельфової зони.

Порицька товща вкриває устилузькі верстви; складена вона теригенними відкладами й вапняками. Значне місце в її складі займають потужні пачки верств пісковиків. Серед скам'янілостей виявлені рештки рослин, форамініфер, пелеципод та брахіопод. Характерним Шульга вважає такий їх комплекс: Asterocalamites scrobiculatus (S c h l o t h.) Z e i l l., Mesocalamites ramifer S t u r, Calcifolium sp., Nanicella paraammonoides B r a z h n., Archaediscus parvus R a u s., A. baschkiricus K r e s t. et T e o d., Endothyra similis var. magna R a u s., Productus (Gigantella) ex gr. latissimus S o w., Chonetes laquessianus K o n., Nuculavus luciniformis (P h i l l.).

Завершуються наверствування візейського ярусу відкладами *іваницької* зони. В її складі головне місце належить сланцям і алевролітам.

Цим верствам підпорядковані відклади пісковиків і вапняків, у складі яких зустрічаються рештки Endothyra ex gr. crassa var. sphaerica R a u s. et R e i t l., E. similis R a u s. et R e i t l. та ін.

У відкладах порицької та іваницької зон П. Л. Шульга виявила рештки пелеципод, які утворюють певний комплекс і серед яких найбільш поширеними формами є: Nuculavus luciniformis (P h i l l.), N. volynicus S c h u l g a, Anthroconeilo minuta S c h u l g a, Polidevcia shaermani (R. E t n. j u n.), Solenomorpha rossica T s c h e r n., Grammaysiopsis variabilis (M'C o y), Pernopecten sowerbyi (M'C o y), Aviculopecten interstitialis (P h i l l.), Posidonomya becheri B r o w n, P. porizkiensis S c h u l g a. Склад пелеципод цього й попереднього комплексів інший від складу їх у відкладах володимирської зони.

Загальна потужність візейського ярусу — близько 500 *м*.

Н а м ю р с ь к и й я р у с. Верхня частина відкладів нижнього карбону в межах Галицько-Волинської синеклізи, що їх зараховують до намюрського ярусу, представлена теригенними відкладами. Переважають глинисті сланці, алевроліти й пісковики, серед яких виявлено кілька проверстків доломітів. Відклади намюрського ярусу П. Л. Шульга ділить на зони — лишнянську й бужанську.

Лишнянська, нижня, зона намюрського ярусу включає верству доломіту й потужні товщі глинистих сланців у верхній частині. Серед органічних решток у відкладах цієї зони, за даними Шульги, знаходять: Asterocalamites scrobiculatus (S c h l o t h.) Z e i l l., Mesocalamites ramifer S t u r, M. ostraviensis S t u r, Spirifer ex gr. gröberi S c h w e t z., Sp. ex gr. bisulcatus S o w., Posidoniella elongata H i n d, Posidonomya lischnjanskiensis S c h u l g a, Nuculavus luciniformis (P h i l l.).

Склад *бужанської* товщі характеризує переверствування пісковиків, глинистих сланців та алевролітів. Місцями переважають пісковики. Проверстки вапняків у них зустрічаються рідко. З органічних решток у відкладах цієї зони відомі відбитки рослин та пелеципод. Характерні Mesocalamites ostraviensis S t u r, M. ramifer S t u r, Neuropteris schlehanii S t u r.

У відкладах намюрського ярусу також часто трапляються викопні черепашки пелеципод, які П. Л. Шульга об'єднує в третій і четвертий комплекси. У третьому комплексі найчастіше трапляються: Anthraconeilo laevirostrum (P o r t l.), Anthr. olegieformis T s c h e r n., Nuculavus luciniformis (P h i l l.), N. ostraviensis K l e b e l, Polidevcia ex gr. attenuata (F l e m.), Polidevcia sp., Solenomorpha lanceolata S c h u l g a, Sol. parallela (H i n d), Janeia costellata (M'C o y), Edmondia arcuata (P h i l l.), Pseudamussium purvesi D e m., Pteronites peracutus D e m., Aviculopinna carbonaria D e m., Aviculopecten interstitialis P h i l l.

У складі пелеципод з відкладів лишнянської товщі (четвертого комплексу) Шульга перечисляє таких представників: Posidoniella elongata H i n d, P. laevis (B r o w n), P. variabilis H i n d, P. minor (B r o w n), P. vetusta (S o w.), Posidonomya lischnjanskiensis S c h u l g a, Posidonomya membranacea (M'C o y).

Б а ш к и р с ь к и й я р у с. Кам'яновугільна система Галицько-Волинської западини завершується потужною товщею глинистих сланців, каолінових пісковиків та алевролітів з проверстками вапняків і пропластками кам'яного вугілля та вуглистих сланців. Відклади башкирського ярусу підстелюють верстви бужанської зони намюру. Перехід між ними поступовий. Поверхня башкирського ярусу розмита, і верстви його всюди перекриті переважно верхньою крейдою і, рідше, юрою. Цей ярус П. Л. Шульга ділить на з о н и: морозовицьку, поромівську й кречівську.

Для відкладів *морозовицької* зони вважаються характерними рештки Spirifer (Choristites) ex gr. bisulcatiformis S e m., Pseudostaffella antiqua

(D u t k.), Ps. antiqua var. grandis S c h l y k, водорості Donezella: відомі рештки рослин Calamites undulatus S t e r n b., Neuropteris gigantea S t e r n b., Mariopteris acuta (B r o n g n.) Z e i l l. та ін.

Для *поромівської* зони характерні рештки форамініфер, які часто зустрічаються в потужній товщі вапняку. У верхній частині відкладів цієї зони виявлено Rothrodendron minutifolium B a u l.

Для верств *кречівської* зони Шульга наводить таких характерних представників викопних рослин та тварин: Dorycordaites palmaeformis (G o e p p.), Neuropteris gigantea f. arcuata (B e r t r.) N o v., Lyginopteris larischii (S t u r) G o t h., L. hoeninghausii (B r o n g n.) P a t t., Diplotmema adiantoides (S c h l o t h.) G o t h., Dunbarella papyracea (S o w.), Posidoniella sulcata H i n d, Carbonicola elliptica T s c h e r n., C. aquilina (S o w.), Najadites quadrata S o w.

З відкладів поромівської і кречівської зон Шульга описала значну кількість пелеципод, які вона об'єднує в п'ятий і шостий комплекси. Рештки пелеципод п'ятого комплексу виявлені у карбонатно-глинистих морських відкладах і включають такі характерні форми: Phestia snjatkovi (F e d o t.) Ph. fedotovi T s c h e r n., Anthraconeilo anthraconeiloides (C h a o), Anthr. volynica S c h u l g a, Edmondia pentonensis H i n d, Edm. Jacksoni D e m., Aviculopecten dorlodoti D e l e p., Palaeolima boltoni D e m., Parallelodon tenuistriatus (M e e k et W o r t h.), Cypricardella concentrica H i n d. Характерні представники шостого комплексу пелеципод такі: Dunbarella papyracea (S o w.), Posidoniella sulcata H i n d, P. aff. nasuta (G i r t y).

Спеціальні мінералого-петрографічні дослідження відкладів лишнянської, бужанської, морозовицької і поромівської товщ провела Н. С. Вартанова (1953). В їх складі пісковики становлять 36%. Виділяються пісковики кварцові, олігоміктові, поліміктові. Олігоміктові пісковики бувають польовошпато-кварцові й слюдисті. У поліміктових пісковиках цемент серицито-глинистий, кременисто-глинистий, хлорито-кременистий, карбонатний. Алевроліти становлять 28% усієї товщі вивчених відкладів. У заляганні їх виявлена коса верствуватість, часом масивна текстура. Вони поступовими переходами пов'язані з пісковиками. Аргіліти у відкладах верхів нижнього і в середньому карбоні Галицько-Волинської синеклізи становлять 36%. Менш за все поширені відклади вапняків. Головними породоутворюючими мінералами їх є кварц, польові шпати, глинисті мінерали, слюди, хлорит і сингенетичні карбонати. Серед мінералів важкої фракції Вартанова перелічує магнетит, шпінель, гранат, сфен, ставроліт, турмалін, піроксени, амфіболи, хлорит, апатит, рудні непрозорі мінерали та ін.

Відкладання осадків кам'яновугільної системи відбувалося за складних та мінливих умов. Переважна більшість їх нагромаджувалась у неглибокому морі, в узбережній зоні, а також у б о л о т а х. З останнім типом відкладів пов'язані пласти кам'яного вугілля.

МЕЗОЗОЙСЬКА ГРУПА

Відклади мезозойського віку на території Галицько-Волинської синеклізи і Волино-Подільської плити мають велике поширення. Серед них відклади крейдової системи суцільним покривом лежать на всій території краю. Юрська система так само широко розвинута, але верстви її збереглися від розмиву лише на окремих ділянках — у тектонічних прогинах і денудаційних пониженнях підстелюючих давніших відкладів. Верстви тріасової системи на платформеній частині західних областей УРСР не відомі. У свій час до пермської системи і, частково, до пермо-тріасу Я. Самсонович відносив строкатоколірні відклади відслонень по р. Горині. Як тепер відомо, вік цих порід нижньопалеозойський.

Не виключена можливість, що в районах поширення юри під її товщею де-не-де збереглися від розмиву залишки верств, молодших від середнього карбону і давніших за юру, але досі вони достовірно не відомі.

Юрська система

Наявність верств юрської системи на Поділлі встановлена відносно недавно. Перше зведення відомостей і палеонтологічну характеристику їх дав у 1881 р. А. Альт.

Відклади юрської системи відслонюються на незначній площі південно-західної частини Подільської плити. Зокрема, юра поширена вздовж долин р. Золотої Липи вище від району Завадівки, по р. Коропцю, вниз від Монастириська, та по Дністру, від устя Зеленого до Незвиська. Найповніші відслонення юрських відкладів на цьому просторі описані в районі Нижнього. На Придністров'ї збереглися від розмиву більші частини юрських товщ. Потужність юри у відслоненнях не перевищує 20—30 *м*. Підстелюють юру в цьому районі червоноколірні породи нижньодевонського віку.

Юра виявлена на південний захід від долини Дністра і, очевидно, на всьому просторі південного заходу облямовує Волино-Подільську плиту. У Львівській і Волинській областях юрські відклади залягають на кам'яновугільних верствах. Вони виявлені у Глинянському, Сокальському, Кам'янсько-Бузькому, Куликівському, Новомилятинському районах і, північніше, у Брестській області БРСР.

У районі м. Нижнього наверствування юрських відкладів становлять: 1) світложовтуватий вапняк; 2) світложовтий доломітизований мергель; 3) синюватосірий тонковерствуватий щільний вапняк; 4) глина сіра, пластична, зі стяжіннями лімоніту та сильно піскуватого вугілля; 5) світложовтий мергель, що донизу переходить у доломітизований вапняк з проверстками сланцюватої глини,—нижні верстви складає вапняк кристалізований, часто брекчієвидний із включенням уламків сірого доломіту.

Верстви юрських вапняків у районі м. Завадівки досягають понад 10 *м* потужності. Вік і стратиграфічний поділ відкладів юри Поділля ще потребує значних уточнень. Верстви, відслонені в Придністров'ї, відносять до верхньої юри.

У складі юрської системи Волино-Поділля тепер виділяють *сокальську* світу нижньоюрського віку, товщу *аргілітів, алевролітів* та *мергелів, рава-руську* і *буковинську* світи середньої та верхньої юри.

У ряді місць, наприклад у районі с. Буківки, юрські відклади дуже багаті на викопні рештки організмів. З цього району відомі численні скам'янілості. Серед них, зокрема, поширені: Nautilus geinitzi O p p., Pteroceras granulatum A., Rostellaria semicostata A., Chenopus expansus A., Alaria nodoso-carinata A., Natica dejanira d'O r b., N. pulla R ö m., N. podolica A., Pileolus clathratus A., Neritopsis podolicus A., Chemnitzia cornelia d'O r b., Neritea turaica A., N. constricta R ö m., N. nodosa V o l t z, N. ovalis A., Cerithium pauli A., C. podolicum A., Ceritella suprajurensis A., Turritella bacillus A., Scalaria podolica A., Rissoina minuta A., Solarium bifidum A., Trochus dentatus A., Turbo tuberculatocostatus A., T. variecinctus A., T. sulcatus A., T. turaicus A., T. pussillus A., T. nodoso-costatus A., T. elatus A., T. durui de L o r i o l., T. sipmlex A., T. scalariaeformis A., Pleurotomaria laubei A., Pl. bilineata A., Emarginula podolica A., Actaeonina scalata A., Act. deslivis A., Act. triticum A., Act. elongata A., Act. volitaeformis A., Bulla cylindrella B u v., Gastro-

chaena striata A., Goniomya galiciana A., G. radiata A., Pholadomva cincta A., Machomya sinuata A., M. inaequistriata A., M. elongata A., Pleuromya jurassi B r g., Anisocardia intermedia L o r., An. pulchella L o r., An. parvula R ö m., An. legavi S a u v., Cyprina galicina A., Cardium turaicum A., C. orbiculare A., C. dyoniseum B u v., Corbicella oblonga A., Corbis crenata C t j., Co. scobinella B u v., Lucina substriata R ö m., L. circularis D u n k. et K., Cardita struckmanni A., Astarte saemanni L o r., Ast. marginata A., Opis povilandicus L o r., Diceras podolica A., Cucullella haueri A., C. turaica A., Nucula subaequilatera A., Lithodomus subcylindricus B u v. Mytilus longaevus C t j., Avicula subobliqua A., Av. turaica A., Av. gessneri T h., Ninnites velatus cf., Pecten gracilis A., Lima minuta R ö m., Ostrea multiformis D. et K., Ostr. concentricoplicata A., Exogyra virgula D e f r., Anomia suprajurensis R ö m., An. jurensis R ö m., An. divaricata A., Terebratula subsella L e y m., T. podolica A., Waldheimia pentagonalis A., Thecidea greenensis B r a u n s, Pyrina suprajurensis A., Epismilia longissima A., Pleurosmilia turaica A., Acanthotrochus podolicus A., Stylophora neymayri A., St. podolica A., Nummulites suprajurensis A., Demorphina turaica A., D. inflexa A., Dentalina gigantea A., Haplophragmium podolicum A., Gyroporella podolica A., G. subannulata A., G. cyathula A., G. globosa A.

Про продовження юрських відкладів на північ від описуваного району та їх літологічний і палеонтологічний склад відомості недавно опублікувала І. В. Мітяніна (1955). На південному сході й південному заході БРСР юрська товща складена в нижній частині піщано-глинистими відкладами, у верхній — вапняково-мергельними. Найнижчі верстви, умовно залічені до середньої юри, палеонтологічно не охарактеризовані. Вони складені сірими, темносірими або чорними слюдистими глинами, які чергуються з проверстками та лінзами сірих чи темносірих пісків. Для них характерна присутність звугленої деревини та рослинних решток.

До складу верхньої юри входять келовей — нижній, середній, верхній, а також оксфорд.

У нижньому келовеї з Cadoceras sp. indet., Astarte aff. minima P h i l l, Macrocephalites sp. поширені форамініфери: Haplophragmoides subtilis M i t., Cristellaria limata S c h w a g., Cr. hybrida T e r q., Cr. tatariensis M j a t l., Cr. ex gr. semiinvoluta T e r q., Cr. arguta E. B y k., Cr. sculpta M i t., Marginulina irregularicostata M j a t l., Guttulina tatariensis M j a t l., Pseudoglandulina pupoides M i t., Spirillina eichbergensis K ü b l. et Z w., Discorbis tjoplovkaensis D a i n.

У середньому келовеї виявлені: Ammobaculites latus M i t., A. quadrifidus M i t., Frankeina naroviensis M i t., Spirophtalmidium areniforme E. B y k., Cristellaria cultratiformis M j a t l., Cr. pseudocrassa M j a t l., Cr. polonica W i s n., Cr. tricostata M i t., Cr. polymorphinae E. B y k., Cr. assella E. B y k. Cr. guttus M i t., Cr. silvestris M i t., Cr. palustris M i t., Cr. tracta M i t., Cr. tumida M j a t l., Cr. colligata B r ü c k m., Nodosaria polessica M i t., Frondicularia crassa M j a t l., Spirillina kübleri M j a t l., Lamarckina rjasanensis (U h l i g).

Для верхнього келовею характерні: Cristellaria simplex K ü b l. et Z w., Cr. haplites W i s n., Cr. cincinata E. B y k., Cr. uhligi W i s n., Cr. dicipiens W i s n., Cr. subplata W i s n., Cr. erucaeformis W i s n., Cr. deeckei W i s n., Cr. harpa R e u s s var. parallela W i s n., Cr. colligata B r ü c k m., Cr. limataeformis M i t., Cr. lensiformis M i t., Cr. catascopium M i t., Cr. calloviensis M j a t l., Cr. polonica W i s n., Cr. batrakiensis M j a t l., Darbyella (Cr.) calva W i s n., Frondicularia supracalloviensis W i s n., Pseudoglandulina marsupiformis W i s n., Pseudoglandulina nitis W i s n., Spirillina kübleri M j a t l., Epistomina mosquensis U h l i g та ін.

Для нижнього оксфорду керівна форма Perisphinctes plicatilis S o w., *для середнього оксфорду* — Cardioceras cf. Lenaidae I e o w.

У відкладах трапляються численні Spirillina kübleri M j a t l. З лягенід визначені Cristellaria compressaformis S c h w a g., Cr. laminosa S c h w a g., Cr. harpa R e u s s var. parallela W i s n., Vaginulina jurassica G ü m b., V. contracta T e r q., Globulina oolithica T e r q., а також нечисленні Trocholina elevata S c h w a g. із голотурій — Chirodota sieboldi S c h w a g.

Дослідження мікроорганізмів з юрських відкладів Придністров'я дасть можливість порівняти та висвітлити палеогеографічні умови юрського періоду на всій західній окраїні Українського кристалічного щита.

Крейдова система

Верстви крейди на Волині і Поділлі відомі здавна. Їх вивчали Е. І. Ейхвальд, А. С. Рогович, П. Я. Армашевський, Г. А. Радкевич, В. Д. Ласкарєв, Б. Кокошинська. Зведення про відклади крейди дали О. К. Смирнова та С. І. Пастернак у 1948 р. і Д. П. Найдін у 1952 р. Відклади крейдової системи поширені по всій території Волино-Подільської плити і Галицько-Волинської синеклізи. У більшості вони відслонюються по річкових долинах, а в межах Полісся та на Придністров'ї беруть участь у будові рельєфу. Крейдову систему Волино-Поділля підстелюють породи різного віку. Вздовж східної його окраїни верстви крейди налягають на докембрій. Далі на захід їх підстелюють нижньопалеозойські відклади—силурійські, девонські й кам'яновугільні верстви. На Подільській плиті крейдові відклади перекривають верхню юру. У покрівлі на південно-східній окраїні Подільської плити залягає палеоген. На всій території Подільського плато крейду перекриває неоген. У межах Волинського плато крейдові відклади залягають неглибоко і вкриваються елювіально-делювіальними утвореннями. Загальна потужність крейдової системи на платформеній частині Волино-Поділля досягає майже 500 *м*.

До крейдової системи Волино-Подільської плити й Галицько-Волинської синеклізи входять відклади альбського ярусу нижньої крейди і майже весь розріз, за винятком датського ярусу, верхньої крейди (рис. 51).

Нижня крейда. А л ь б с ь к и й я р у с. До верхів нижньої крейди на Поділлі Я. Новак і Б. Кокошинська відносили верстви піщано-глинистих відкладів з фосфоритами, які відслонюються по долині р. Циганського Потоку в районі Вовківців та по долині Нічлави в районі Пилипківців. У цих відкладах знайдено численні скам'янілості, серед яких Кокошинська в 1931 р. визначила такі види: Parahoplites puzosi d'O r b., Pleurotomaria ewaldi T., Natica gaultina d'O r b., Avellana cassis d'O r b., Ringinella lacrymosa d'O r b., Dentalium decussatum S o w., Arca glabra P a r k., Pectunculus sublaevis S o w., Trigonia aff. aliformis P a r k., Cyprimeria foba d'O r b., Dosinopsis caperata S o w., Panopaea gurgitis P. et R., Lima ornata d'O r b., Plicatula gurgitis P. et R., Ostrea diluviana Lam., O. canaliculata S o w., Exogyra conica S o w.

Альбські відклади на Подільській плиті залягають трансгресивно на давніших наверствуваннях і є свідченням початку нової, після довгої перерви, трансгресії моря на південно-західну окраїну Російської платформи.

Верхня крейда. Відклади верхньої крейди поширені на всій території Галицько-Волинської синеклізи й Волино-Подільської плити. Вони трансгресивно перекривають усі давніші відклади. Трансгресія моря в цій частині УРСР була найбільшою у сеноманському віці. Відповідно до цього з верхньокрейдових відкладів найбільш поширений сеноман-

ський ярус. Молодші за сеноман верстви верхньої крейди менш поширені і найповніше, за даними Д. П. Найдіна, представлені в межах Опілля. Поширення окремих ярусів крейдових відкладів певною мірою залежить від структури Галицько-Волинської западини.

Найдавніші верстви відслонюються в крайній східній частині синеклізи і поступово занурюються до її осі.

З просуванням зі сходу на захід — північний захід зустрічаємо усе молодші горизонти крейдових відкладів. Наймолодші серед них верстви датського віку приурочені до найбільшого прогину синеклізи і поширені вже за межами Радянського Союзу. Відповідно до цієї закономірності зростає і потужність відкладів крейдової системи від крил до осьової зони Галицько-Волинської западини. У складі верхньої крейди виділяються яруси сеноманський, туронський, коньякський, сантонський, кампанський і маастрихтський.

Сеноманський ярус. Відклади сеноманського ярусу особливо поширені на Волині і Поділлі. Літологічний склад їх різноманітний і мінливий. Б. Кокошинська в 1931 р. твердила про зональність поширення фацій сеноманських відкладів: фація пісковиків — на сході, західніше — фація зеленого піску, на південь від неї «фація їжаків» та фація мергелів, і у верхній частині ярусу — фація білих вапняків. Точніше літологічний склад сеноманських відкладів характеризували В. Д. Ласкарев (1914) і Д. П. Найдін (1952).

Найповніший розріз сеноманського ярусу на південно-східній окраїні Подільської плити, по долині р. Ушиці. Там відслонюються, зверху вниз: 1) світлі вохристо-жовті мергелі зі слідами губок; 2) верстви чорного кременю і сіруватих роговиків, пересипаних зеленуватобілим мергелем; 3) зелені глауконітові піски з проверстками роговиків і верствами зеленожовтого кременистого пісковика внизу. Нижні горизонти ярусу часто складені яскравозеленим глинистим піском або зеленуватосірим глауконітовим мергелем з численними окатаними конкреціями фосфоритів, галькою пісковиків, гранітів, кварцових порфірів тощо. У басейнах рр. Смотрича і Збручу сеноман представлений виключно піскуватими відкладами. У районі м. Хмельницького поширені потужні верстви зеленого піску з проверстками глини та роговиків. На західній Волині в складі сеноману переважають дрібнозернисті глауконітові піски з роговиками й проверстками глини. На Опіллі поширені верстви вапняковистих пісковиків, піскуватих вапняків, переважно світлого забарвлення й міцних. Їх підстелюють піскуваті мергелі, глауконітові пісковики й піски з галькою кварцу й конкреціями фосфоритів. Нижній горизонт сеноманських відкладів здебільшого представлений конгломератом, в якому виявлена галька юрських вапняків, північніше — кам'яновугільних порід, девонських вапняків та доломітів.

Органічні рештки у відкладах сеноманського ярусу зустрічаються часто. Їх вивчало багато дослідників. На підставі палеонтологічних даних у складі сеноманського ярусу виділяються нижній, середній і верхній горизонти. Для них характерні свої комплекси викопних організмів: у *нижній* частині — Terebratula capillata Arch., T. depressa Lam., Rhynchonella sigma Schl., Belemnites ultimus d'Orb., Avellana incrassata d'Orb., Dentalium decussatum Sow., Cardium ventricosum d'Orb., Venus rhotomagensis d'Orb., Aucellina gryphaeoides Sow., Lima tombeckiana d'Orb., Pecten robinaldinus d'Orb., P. asper Lam., Plicatula gurgitis P. et R., Ostrea carinata Sow., Exogyra conica Sow.; в *середній* частині — Holaster laevis Ag., Kingena lima Defr., Rhynchonella grossinna d'Orb., Terebratulina striatula Mant., Terebratula biplicata Broch., Nautilus expans Sow., Baculites baculoides Mant., Turrilites costatus Lam., T. tuberculata Rosc., Schloenbachia varians Sow., S. coupei Sow., Scaphites aequalis Sow., Pleurotomaria brogniar-



Рис. 51. Поширення крейдових відкладів на території Української РСР та прилеглих місцевостей.



Рис. 52. Фаціально-літологічна карта сеноману Української РСР і прилеглих територій.

tiana d'Orb., Avellana cassis d'Orb., Inoceramus cuneiformis d'Orb., In. striatus Mant., Ostrea hippopodium Nils. тощо; в білих вапняках *верхнього* сеноману відомі рештки Schloenbachia varians Sow., Mantelliceras mantelli Sow., Inoceramus latus Mant., Spondylus latus Mont., Ostrea vesicularis Lam. та ряд інших форм.

Нижньосеноманські конгломерати поширені в Ровенській області. Зокрема, їх залягання можна спостерігати на розмитій поверхні нижньопалеозойських базальтів. У складі конгломератів переважають галька й валуни базальту. У кварцово-халцедоновому або карбонатному цементі конгломератів виявлені численні скам'янілості. В їх складі переважають рештки брахіопод, пелеципод та гастропод. Мілководні й узбережні відклади сеноману поширені на всій території Ровенської і східних районів Волинської областей (рис. 52).

Туронський ярус. Відклади туронського ярусу відслонюються у Придністров'ї, по долинах Золотої Липи, Серету та їх приток. Далі туронські відклади зустрічаються на Ровенщині і Волині, на північ від вододілу Прип'ять — Південний Буг, а також на Опіллі. Склад їх досить одноманітний. Переважають верстви крейдових мергелів, біла глиниста й писальна крейда зі стяжіннями чорного кременю та проверстками щільного й черепашкового вапняку.

Органічні рештки у відкладах туронського ярусу зустрічаються часто. Списки скам'янілостей з його верств наводили В. Д. Ласкарєв, Я. Новак, В. Рогаля та ін. Керівними для мергелистих вапняків вважаються: Holaster planus Mant., Terebratula subrotundata Sow., Rhynchonella plicatilis Sow., Rh. cuvieri d'Orb., Spondylus latus Sow., Pecten laeveri Sow., Inoceramus cuvieri Sow., In. involutus Sow., Ostrea hippopodium Nils.

Коньякський ярус. У межах Волино-Подільської плити і Галицько-Волинської синеклізи відклади туронського ярусу непомітними переходами пов'язані з коньякськими нашаруваннями. Літологічний склад верств останнього ярусу досить різноманітний. Його представляють сіруватожовті або голубуватосірі мергелі, тонковерстуваті мергелі і більш товстоверствуватий вапняк.

Серед органічних решток, що особливо часто зустрічаються у відкладах коньякського ярусу, переважають черепашки іноцерамусів. За цією ознакою Д. П. Найдін виділяє відклади коньякського ярусу під назвою «верстви з Inoceramus involutus Sow.» Крім цього, за даними Найдіна, у відкладах коньякського ярусу зустрічаються викопні рештки Inoceramus koeneni Heinz, In. weisei Andert, In. stillei Heinz, In. undulato-plicatus Roem. var digitata Schlüt., Micraster rogalae Nov., Actinocamax verus Mill., Gonioteuthis westfalica (Schlüt.).

Сантонський ярус. Відклади сантонського ярусу залягають на широкому просторі Подільської плити, відслонюються на схилах Вороняків, у верхів'ях Ікви та Західного Бугу. За літологічним складом сантонські відклади подібні до порід коньякського ярусу. Палеонтологічно відклади цих двох ярусів різняться, через наявність у верствах сантонського віку решток Gonioteuthis granulata Blv. та Actinocamax verus Mill.

У цілому для сантонських відкладів Поділля, услід за В. Рогаля, вважають характерними рештки Anauchites ovata Lesk., Terebratula cornea Lam., Terebratulina chrysalis Schloth., Rhynchonella plicatilis Sow., Gonioteuthis granulata var. westfalica Stall., Gon. granulata Blv., Gon. quadrata Stall., Actinocamax verus Mill., Inoceramus lobatus Münst., In. cycloides Weg., Avicula coerulescens Nils., Pecten membranaceus Nils., Lima hoperi Mant., L. althi Favr., Plicatula barroisi Peron, Spondylus latus Sow., Ostrea incurva Nils.

Кампанський ярус. Верстви кампанського віку на Поділлі відслонюються на значній площі. Нижні горизонти кампану літологічно не відрізняються від підстелюючих їх верств сантонського віку. Близькі ці яруси і за складом органічних решток, що в них зустрічаються. Серед відкладів кампанського ярусу переважають мергелі темносірі, сильно глинисті вгорі, піскуваті внизу. У північній частині Волино-Подільської плити часто трапляються верстви жовтуватобілого мергелю та білого вапняку. На узбережжі Дністра, в районі Журавна, серед відкладів кампанського ярусу зустрічаються верстви косоверствуватого пісковика з проверстками вапняку.

Відклади кампанського ярусу Д. П. Найдін ділить на два горизонти — *нижній кампан,* або верстви з Gonioteuthis quadrata Blv., і *верхній кампан*—верстви з Belemnitella mucronata (Schloth.). Нижній горизонт відповідає «квадратовій крейді» західної Європи. За літологічними ознаками відклади цього горизонту — сірі, або темносірі, тонкоплитчаті мергелі в Придністров'ї, а північніше — жовтуватосірі товстоверствуваті мергелі з окремими проверстками піску. Відклади ці відомі в межах Опілля і Розточчя. Верхню частину розрізу нижнього горизонту кампану складають косоверствуваті пісковики, описані вище. Верстви з Belemnitella mucronata (Schloth.) внизу переходять у верстви квадратової крейди. В їх складі переважають темносірі й сірі глинисті мергелі, а в Розточчі і Опіллі — піскуваті мергелі сірозеленого забарвлення. У Придністров'ї мукронатові мергелі іноді бувають глауконітовими.

Для кампанського ярусу в цілому провідними вважають такі форми: Ananchites ovata Lesk., Terebratula cornea Lam., Terebratulina chrysolis Sehl., Rhynchonella plicatilis Sow., Asteroides lewesiensis Ag., Gonioteuthis quadrata (Blv.), Anisoceras retrorsum Schlüt.; An. pseudoarmatum Schlüt., Pachydiscus bystrzycae Nov., P. egertoni Forbes., Pleurotomaria cf. granulifera Münst., Granocardium productum Sow., Leda siliqua Goldf., Inoceramus balticus Böhm., Avicula coerulescens Nils., Pecten zeisszneri Alh., P. trisulcus Hag., Lima hoperi Mant., Spondylus latus Sow. та ін.

Маастрихтський ярус. Відклади маастрихтського ярусу раніш були відомі під назвою мукронатової крейди. Відзначалося їх велике поширення на Україні в межах Розточчя та Волино-Подільської плити.

На Поділлі маастрихт складений світлосірим, часом голубуватим, мергелем внизу, а вище глауконітовим мергелем, із стяжіннями марказиту, піриту, лімоніту й прожилками гіпсу. В північних районах — Куликівському, на Розточчі тощо — верхні горизонти ярусу виявлені буруватим, червоножовтим піскуватим мергелем або карбонатним пісковиком. Ці відклади були відомі в літературі під назвою *нагорянської опоки*. На південний схід від м. Львова опокоподібні відклади верхнього маастрихту мають велике поширення і виділяються під назвою *львівської опоки*. У відкладах нагорянської опоки відомі численні викопні рештки устриць, іноцерамів та амонітів. Крім цього в районі Нагорян та Рави-Руської у верствах верхніх горизонтів маастрихтського ярусу зустрічаються рештки ксерофітової рослинності. Серед викопних форм рослин Я. Новак визначив такі: Gleichenia (?) zeppei Heer, Gl. longipennis Heer, Cunninghamia elegans Endl., Sequoia pectinata Heer, Geinitzia formosa Heer, G. cretacea Ung., Fagus prisca Ettingsh., Quercus castanoides Newb., Dryophyllum aquamarum Ward., Populus hyperborea Heer, Myrica acuminata Ung., Platanus affinis Lesqx, Pinulia delicatula Lesqx, Magnolia alternans Heer, Eucalyptus haldemiana Deb., Aralia formosa Heer, A. dentifera Vel., A. coriacea Vel., Diospyras rotundifolia Lesqx.

Д. П. Найдін у межах маастрихтського ярусу виділяє нижній і верхній горизонти. Верстви нижнього маастрихту літологічно не відрізняються від підстелюючих мукронатових верств. Палеонтологічно вони завжди вирізняються наявністю решток Belemnitella langei Schatsk. Верхній маастрихт виявлений відкладами піскуватих глауконітових мергелів жовтувато- і зеленуватосірого кольору. Доверху ці мергелі стають більш піскуватими. На підставі палеонтологічних даних Найдін у верхньому маастрихті виділяє: а) верстви з Belemnitella lanceolata Schloth., Acanthoscaphites tridens Kner, Discoscaphites constrictus Sow., в) верстви з Belemnitella nowaki (Najdin), Discoscaphites constrictus Sow., Pachydiscus neubergicus Hauer.

Відклади з Belemnitella lanceolata поширені в районі м. Львова, де представлені сірим глинистим мергелем, іноді з проверстками піскуватого мергелю. На захід кількість піскуватих проверстків у верхньокрейдових відкладах збільшується. Лянцеолятові верстви стають піскуватими. Вони завершують відклади крейдової системи в межах Волино-Подільської плити й Галицько-Волинської синеклізи.

Відкладання верхньої крейди на Волино-Поділлі йшло за складних умов. На початку, у сеноманському віці, сталася найбільша за мезозою трансгресія моря. Морські відклади сеноману перекрили значну частину фундаменту Українського кристалічного щита. Починаючи з турону верхньокрейдове море поступово звільняє територію Волино-Поділля. У датський вік морські умови зберігаються лише в найбільш зануреній частині Галицько-Волинської синеклізи, але вже за територією Радянського Союзу. Пов'язаний з висхідними рухами в межах Галицько-Волинської синеклізи відступ верхньокрейдового моря лишив по собі яскраві сліди. Одним з виявлень цього є закономірне розміщення літологічних типів порід та стратиграфічних горизонтів смугами, від Українського масиву до осьової частини Галицько-Волинської синеклізи, узгодженими з крилами останньої. Свідченням цього є також збільшення потужності верхньокрейдових відкладів від крил до осьової частини синеклізи. Услід за відступанням берегової лінії верхньокрейдового моря на звільненій території розвивалися листяні ліси.

За цілковитої зміни фізикогеографічних умов наступала нова, кайнозойська ера осадкоутворення.

КАЙНОЗОЙСЬКА ГРУПА

Кайнозойська група відкладів на території Волино-Подільської плити й Галицько-Волинської синеклізи має складну будову. На відміну від давніших відкладів, верстви порід кайнозойського віку повсюдно залягають вище базису ерозії і доступні для вивчення на всю свою потужність.

Різноманітні товщі кайнозойських відкладів на території Волино-Подільської плити й Галицько-Волинської синеклізи належать до третинної і четвертинної систем.

Третинна система

Ця система на Волино-Поділлі представлена складним комплексом відкладів, які незгідно перекривають більш давні наверствування. У покрівлі третинних вікдладів здебільшого лежать верстви четвертинної системи. На Подільській плиті третинні відклади беруть участь в утворенні сучасного рельєфу і вкриваються лише негрубою верствою елювіально-делювіальних наносів.

Географічне поширення третинних відкладів на Волино-Поділлі виявляє певну закономірність. На Подільському плато й Розточчі

третинні відклади залягають повсюдно. На північний захід від уступу Кременецьких гір, Вороняків, Опілля і Розточчя вони збереглися від розмиву у вигляді окремих останців. На обширній території північної частини Волинської і Ровенської областей відклади третинної системи залягають під покривом четвертинних відкладів і в відслоненнях зустрічаються рідко.

Відклади третинної системи на Волино-Подільській плиті й Галицько-Волинській синеклізі вивчали Е. І. Ейхвальд, М. П. Барбот де Марні, П. А. Тутковський, П. Н. Кузнецький, А. О. Михальський, Г. П. Михайловський, В. Д. Ласкарєв, С. Малковський, Я. Самсонович, А. Мазурек, В. Фрідберг, Я. Новак, В. Тейсейр, К. Ковалевський, В. Крах, Р. Р. Виржиківський, Є. М. Матвієнко, В. П. Колесников, О. С. Вялов, Н. В. Думитрашко, В. П. Казакова, Є. К. Лазаренко, В. С. Коробцова, С. Г. Дромашко, О. К. Каптаренко-Черноусова, М. М. Клюшников та багато інших дослідників.

Палеоген

Відслонення палеогенових відкладів у межах подільського Придністров'я вперше виявив Р. Р. Виржиківський. Він описав у долині р. Мурашки в районі сс. Розкоша і Політанки та по долині р. Лозової верстви кременисто-глинистих глауконітових пісковиків. У цих відкладах були виявлені рештки наутилусів, спондилусів, красател, устриць, луцин, пектенів, панопей, арок тощо. Наявність серед скам'янілостей решток Spondylus buchi Phill. дала підстави Р. Р. Виржиківському віднести кременисто-глинисті глауконітові пісковики до київського ярусу. У 1946 р. Є. М. Матвієнко виявила палеогенові відклади в басейні р. Лядови. У північній частині Ровенської і Волинської областей палеогенові відклади широко представлені в басейнах рр. Случі, Горині, Стиру, Стоходу і в верхів'ї Прип'яті. На всій цій площі третинні відклади підстелюються верствами крейди, а вкриті вони четвертинними відкладами.

У палеогені Волино-Поділля виділяються відклади київського і харківського ярусів або світ.

Еоцен. Київський ярус. Літологічно відклади київського ярусу виявлені у верхній частині глиною зеленуватосірою, глауконітовою, піскуватою, або мергелем. Часом глина буває темнозеленого кольору, щільна, глауконітова й слюдиста. Нижня частина київського ярусу представлена піском темнозеленим, дрібнозернистим, глауконітовим, з рідкими скам'янілостями зубів акул. Нижче пісок має зеленуватосіре забарвлення, він збагачений на гальку кременю.

У світлозеленуватому мергелі по р. Лядові, виявленому Є. М. Матвієнко, зустрінуто комплекс видів форамініфер київського ярусу з домішкою Reussella spinulosa (Reuss), Tubeogenerina sulcata Hantk., визначених О. К. Каптаренко-Черноусовою. Крім того, за визначенням Г. І. Немкова, тут трапляються: Nummulites budensis Hantk. N. ex gr. bouillei Harps, Discocyclina varians (Kaufm.), D. roberti H. Douv., D. scalaris (Schlumb.), Discocyclina sp., Asterocyclina stella (Gümb.), A. taramelli Mün. — Shalm., Asterocyclina sp., Operculina sp., Operculinoides (?) sp., Lepidocyclina (?) sp.

В районі Янової Долини палеогенові відклади виявлені пісками й піскуватими глинами з глауконітом.

Київський ярус представлений у басейнах рр. Горині і Случі щільними піскуватими голубуватосірими мергелями потужністю до 5,0 *м*, що догори переходять у червону піскувату глину або пісок.

Найбільш північним районом, де відомі відслонення відкладів київського ярусу, є лівобережжя р. Горині на ділянці с. Бережниця — с. Берестя — м. Дубровиця — с. Лютинськ. Д. Є. Макаренко (1955) у мергелях зазначених місць виявив багату фауну викопних молюсків доброї збереженості. Зокрема, присутність у великій кількості Pecten idoneus Wood, P. solea Desh., Pseudamussium corneum Sow., Spondylus bifrons Münst., Ostrea cubitus Desh. та ін. незаперечно свідчить про верхньоеоценовий вік вміщуючих їх відкладів. Аналогічну фауну Макаренко знайшов також у мергелях біля м. Березки на Случі та біля с. Соснового на Ставках. У свій час в еоценових відкладах басейну рр. Горині та Случі Тутковський і Каптаренко-Черноусова в крейдоподібних палеогенових мергелях виявили комплекс форамініфер, типовий для відкладів київського ярусу.

Олігоцен. Харківський ярус. У відслоненнях відклади харківського, як і київського, ярусу зустрічаються рідко. На Волино-Подільській плиті харківський ярус складений вгорі верствами піску зеленуватосірого, слюдистого, з глауконітом. Нижче лежить мергель голубуватосірий, слюдистий, глауконітовий. У нижній його частині відомий проверсток фосфоритоносного сірого мергелю. Конкреції фосфориту мають розміри 1—3 *см*. Нижні горизонти харківського ярусу являють собою верстви глини темнозеленої, глауконітової і слюдистої та піску темнозеленого, дрібнозернистого, з стяжіннями кременистого пісковика. Ці верстви без будь-якої перерви переходять у відклади київського ярусу. В районі ст. Любомирської і біля с. Кам'яної Гори харківські відклади виявлені пісковиком світлосірим, крихким, із залишками скрем'янілої деревини й зернами янтарю.

Фрагментарне поширення палеогенових відкладів на Волино-Поділлі потребує ще дальшого вивчення.

Неоген

Міоцен. На відміну від палеогену, неоген на Волино-Подільській плиті й Галицько-Волинській синеклізі має дуже велике поширення. Верстви неогенових відкладів повсюдно залягають на розмитій поверхні підстелюючих порід різного віку. Самі вони вкриті негрубою товщею четвертинних відкладів, або самі є материнською породою для сучасного грунту.

Наверствування і літологічний склад неогенових відкладів на Волино-Поділлі надзвичайно різноманітні й мінливі. Виділяються дві геологічні області, в межах яких неогенова товща відзначається своїми певними рисами. Це 1) Волино-Подільська височина, де поширені платформені фації неогену, і 2) Передкарпаття, де неоген має своєрідний склад, характерний для передгірних прогинів. Стратиграфічний поділ неогену в цьому регіоні ще остаточно не встановлений. Існує велика кількість схем стратиграфічного поділу, з яких ще важко визначити найбільш вичерпну й обгрунтовану. Доведена наявність на Волино-Поділлі відкладів міоценового віку, в складі ярусів: *аквітанського* і *бурдигальського, гельветського, тортонського, сарматського*. Пліоцен виявлений континентальними осадками. Найдавніші відклади неогену поширені в межах Карпатського передового прогину. Осадконагромадження йшло там з самого початку неогенової епохи. Складна та мінлива літологія, мінливе наверствування і недостатня палеонтологічна вивченість неогенових відкладів Передкарпаття утруднюють порівняння їх з неогеновими відкладами Поділля. На території власне Поділля зустрічаються лише тортонські морські верстви, підстелені верхніми частинами гельветського ярусу, що виявлені відкладами прісноводних водойм.

Аквітанський і бурдигальський яруси. Воротищенська серія. Нижній міоцен у Передкарпатті, виявлений

за допомогою свердловин, має велику потужність і змінний склад. В основі міоценової товщі лежать відклади конгломератів, серед яких виділяють нижні — слобідські, і верхні — добротівські верстви (М. Я. Сєрова, 1955). Уламкові породи поширені вздовж північно-східного борту Карпатського передового прогину. Потужність і розміщення нижньоміоценових відкладів там значною мірою зумовлені тектонікою прогину. По простяганню слобідські й добротівські верстви, за уявленнями Г. Сизанкура і О. С. Вялова, заміщаються відкладами нижньоворотищенської, загорської та верхньоворотищенської світ, разом з якими вони об'єднані у воротищенську моласову серію. Нижньоміоценовий вік мають також нижні верстви соленосної формації Карпатського передового прогину.

Стебницька серія. Воротищенські відклади в Передкарпатті перекривають і, очевидно, частково заміщають верстви стебницької серії. Вони підстелюються, за даними Г. Сизанкура, соленосною товщею. О. С. Вялов виділяє соленосні відклади під назвою калуської товщі в основі балицької (угерської), або під назвою гіпсо-доломітової серії нижньотортонського віку.

Стебницькі відклади представлені переверствованням рожевих мергелів і пісковиків. У басейні рр. Стрию і Бистриці Надвірнянської М. Я. Сєрова відзначає наявність флішоподібних, переверствованих алевритів, мергелів, аргілітів, пісковиків і туфу. Потужну верству так званого садзавського пісковика О. С. Вялов в одній із своїх схем розміщає вгорі стебницької серії, на межі її з балицькою (угерською); калуську соленосну товщу розміщає над цими пісковиками. Крім цих порід, у серії стебницьких відкладів відомі ще сірі та строкатоколірні сланці й верстви соленосних глин. На думку Т. Хлєбовського, стратиграфічні підрозділи міоцену Прикарпаття і, зокрема, соленосні верстви складають, знизу вгору: 1) прикарпатська соленосна товща, 2) добротівські верстви, 3) стебницькі верстви і 4) молода соленосна товща, яка, зокрема, вміщає соляні родовища Калуша й Стебника. Інші соляні родовища Прикарпаття — Дрогобича, Добромиля, Ланчина, Косова та ін. належать до прикарпатської нижньоміоценової соленосної товщі. Органічні рештки у відкладах стебницької світи зустрічаються рідко. М. Я. Сєрова (1955) відзначає наявність у них черепашок форамініфер у перевідкладеному стані.

Стратиграфічні взаємовідношення соленосних товщ Прикарпаття ще не ясні. Не викликає сумніву, що нижньоміоценові відклади Карпатського передового прогину містять одну соленосну формацію, в межах якої є родовища солі неоднакового віку, розміщені в різних частинах розрізу формації.

Поклади кухонної і калійної солі в Прикарпатті мають вигляд пластів або лінз, розміщених на різній глибині. Сучасний склад солі визначився в результаті складного метаморфізму — сингенетичного, діагенетичного і епігенетичного. Це зумовило такий склад солей, який не може утворитися при випаданні з природних розчинів.

М. С. Коробцова (1953) серед головних породоутворюючих мінералів вміщаючих сіль верств Прикарпаття перераховує глинисті мінерали групи монтморилоніту, гідрослюди, польові шпати, кварц, опал, аутигенні — кальцит, анкерит, доломіт, гіпс, ангідрит і галіт, з акцесорних — циркон, гранат, турмалін, ставроліт, хлорит, рутил; рідше зустрічаються тут рогова обманка, хлоритоїд, магнетит та апатит. Аутигенні акцесорні мінерали представляють пірит, марказит, глауконіт, сидерит, барит, полігаліт, а також халькопірит, гематит, гідрогетит, гідроокисли марганцю. Мінерали соляних родовищ Передкарпаття становлять сульфати: ангідрит, глазерит, лангбейніт, каїніт, мірабіліт, гіпс. Рідше зустрічаються глауберит, тенардит, льовеїт, пікромерит, кізерит,

епсоміт, калушит, полігаліт, леоніт, астраханіт. З хлоридів виявлені галіт, сильвін і карналіт.

Як випливає з зазначених особливостей соленосних порід, поклади солі формувалися за складних фізикогеографічних умов. Родовища солі в Прикарпатті мають важливе народногосподарське значення.

На Волино-Подільській височині найдавніші верстви неогену належать до *гельветського* ярусу. Вони поширені на незначній площі в басейні рр. Золотої Липи та Стрипи. Відслонення їх відомі в районі м. Бережан, в околицях м. Бучача та в інших місцях. Залягають гельветські відклади на розмитій поверхні крейдових порід і виявлені сірими, сіруватожовтими мергельними вапняками з рештками прісноводних молюсків Limnea sp., Planorbis sp. та остракодами.

В районі Бучача під прісноводними вапняками залягають глауконітові піски, в яких спостерігаються рештки Oncophora (Rzechakia) socialis Rz. — типовий представник гельвету. Ці відклади всюди трансгресивно покриті морськими відкладами нижнього тортону з типовою фауною молюсків та форамініфер.

Тортонський (2-й середземноморський) ярус. Відклади тортонського ярусу на Волино-Поділлі виявлені складним і різноманітним наверствуванням порід різного складу та походження. За складом, поширенням, умовами утворення тортонські відклади різко поділяються на дві області, або фації: 1) платформену, Волино-Подільську, і 2) Прикарпатську.

Тортонські відклади, поширені майже на всій площі Волино-Поділля, поділяють на два підрозділи: нижній і верхній тортон. До першого належить *літотамнійова товща*; верхню частину тортону поділяють на горизонти: нижній — *подільський,* і верхній — *буглівський.* У нижньому тортоні Опілля В. Н. Казакова (1952) виділила фації: узбережних піщаних відкладів, літотамнійових порід, піщано-вапнякових відкладів з Turritella bicarinata Eichw. і Nucula placentina Lam., піщаних моховатково-брахіоподових відкладів і піщано-мергельних відкладів з Amussium denudatum Reuss. Ці фації складають нижню частину розрізу нижнього тортону. Верхню частину нижнього тортону складають фації піщано-літотамнійових і карбонатно-літотамнійових відкладів.

М. Я. Сєрова (1955) ділить тортон південно-західної частини платформи на нижню і верхню частини. Верстви нижньої частини об'єднані в чаплинську світу, а верхньої — у верхню соленосну й покутську світи.

У нижній частині тортону, на думку цієї дослідниці, виділяються поширені в Придністров'ї, Опіллі й Розточчі горизонти: нижній — піски, пісковики, глинисті мергелі з літотамніями; середній — кварцові різнозернисті піски й пісковики; верхній — літотамнійові вапняки й пісковики. На Опіллі і Розточчі на цих відкладах лежать піски й вапняки ервілійового горизонту, вище — піски з лінзами гіпсу верхнього тортону, перекриті «диким» вапняком з рідкою фауною прісноводних молюсків. У просторовому розміщенні відкладів нижньої частини тортонського ярусу на Волино-Поділлі виявлені узбережна лагунна і літотамнійові фації. Узбережна фація займає неширoку смугу між західними схилами Українського кристалічного щита, де проходила берегова лінія тортонського моря, і літотамнійовою зоною, або товтрами. Товтровий кряж простягається слабо опуклою на схід дугою з північного заходу на південний схід — від південно-західної частини району Брод, по вододілу рр. Горині й Серету, на верхів'я Збручу, на південний схід вздовж Смотрича, і далі, вздовж лівого берега Пруту, в МРСР. Кряж складається з окремих частин, конусоподібних підвищень з виположеними схилами. У системі підвищень літотамнійової

зони значну роль відіграють окремі горби, на вершинах яких виступають скелі серпулевих вапняків. Окремі горби мають вигляд атолів, по окружності яких розміщені вапнякові скелі. В цілому у межах товтр середня частина становить найвищу зону, складену з видовжених кряжів, увінчаних скелями. По сторонах вздовж цього кряжа проходять додаткові змінного простягання кряжі, горби і атолоподібні підвищення, із скелями рифового вапняку на вершинах.

Рельєф товтр дуже ускладнений карстовими формами поверхні.

На думку В. Д. Ласкарєва, товтри становлять двофазне спорудження. У тортонському віці утворилися узбережні побудови літотамнійових водоростей. У цій стадії оформилась уся літотамнійова зона вздовж берегової лінії. Вона лежала на північно-східній окраїні відкритого моря, у 25—30 *км* від його берегів. У сарматському віці на літотамнійовому фундаменті були надбудовані споруди моховатково-серпулевих рифів. У цей час сарматське море простягалось на північний схід від товтр, а товтри становили його узбережні рифи, розміщені вздовж південно-західного берега теж на віддаленні 25—30 *км*.

Літологічний склад нижньотортонських відкладів різноманітний. Найповніше виявлений він у басейні р. Золотої Липи і прилеглій частині Придністров'я. Відклади тортонського ярусу тут підстелюють онкофорові верстви, прісноводні вапняки й мергелі гельветського віку. На них лежать піщано-мергельні відклади, які виділялися під назвою *баранівських верств*. Вище тортон об'єднує верстви піскуватих мергелів, вапняку, піску, на які трансгресивно налягають літотамнійові вапняки. Останні відзначаються великою різноманітністю й мінливістю складу. Пізніші відклади нижнього тортону виявлені ервілійовими верствами, на яких лежить поширена лише в Придністров'ї *гіпсо-ангідритова*, або, за визначенням О. С. Вялова, *тираська товща*. На цих відкладах залягають верстви пісків, за якими відрізняють нижній тортон від подільського горизонту верхнього тортону.

Гіпсо-ангідритовий горизонт є мовби перехідним від платформеної до геосинклінальної фації тортону. Він дуже поширений у Прикарпатті, де, на думку О. С. Вялова, завершує баличську, або угерську, серію відкладів нижнього тортону.

На Поділлі верхній тортон має змінний склад. За даними М. Я. Серової (1955), нижню частину його становлять вугленосні глини, з прошарками бурого вугілля, вище рифові вапняки, піски і глинисто-мергельні відклади. Завершують тортон буглівські верстви, яким на Опіллі відповідає домбровський горизонт кварцових пісків.

Вугленосна товща тортонського віку містить ряд родовищ бурого вугілля важливого народногосподарського значення.

Подільський буровугільний район займає значну територію в межах Кременецьких гір, Вороняків і Гологор та на обширній площі на південний схід від уступу Волино-Подільського плато аж до Дністра. На цій території родовища бурого вугілля вже відомі в районі Дермані, Кременця, Золочева, Теребовлі тощо. На великій площі буровугільна формація поширена між Львовом і Равою-Руською, в районі Станіслава й Коломиї. В останньому районі родовища бурого вугілля молодші і, очевидно, сарматського віку. Поклади бурого вугілля залягають на невеликій глибині і зручні для експлуатації. Якість бурого вугілля Подільського буровугільного басейну досить висока. Вологи в ньому 40,53—45,11%, золи в сухій масі — 27,75—28,78%, сірки — 5,36—6,55%, летучих речовин — 48,02—50,30%.

Відклади тортонського ярусу завершуються піщаними верствами, які мають перехідні до сарматського ярусу риси. На могилівському Придністров'ї вони складають подільський, а на Волино-Поділлі—широко відомий буглівський горизонт.

Подільський горизонт у складі верхньотортонських відкладів на Поділлі виділив Р. Р. Виржиківський. У більш західних районах Волино-Подільської плити верстви його описував Т. Кучинський. До подільського горизонту він зачисляв ервілійові піски околиць Львова й Розточчя, нуліпорові вапняки Чорткова і сланцьові глини, що заміщаються «ратинськими» вапняками та гіпсом. З цих даних видно, що Кучинський до подільського горизонту зарахував верстви, давніші за піски, виділені Р. Р. Виржиківським на Поділлі.

Палеонтологічні рештки подільського горизонту опрацювала Н. В. Думитрашко (1929). Серед скам'янілостей виявлено: Arca (Anadara) turonica Duj., Lucina columbella Lam., Loripes dentatus Bast., L. haydingeri Hörn., Cardium praeechinatum Hilb., C. papillosum Poli, Tapes vitalianus d'Orb., Tellina donacina L., T. petricosa Eichw., Mactra basteroti Mayer, Turritella bicarinata Eichw., Trochus sp., Natica helicina Brocc., Neritina sp., Rissoa sp., Cerithium procrenatum Sacco, C. scabrum Ol., Nassa obliquua Hilb. та ін.

Буглівський горизонт. На Поділлі й Волині відклади тортонського ярусу без помітної перерви переходять у сармат, який завершує неогенову товщу в цьому краї. Перехідні від тортону до сармату відклади В. Д. Ласкарєв виділив під назвою буглівського горизонту. Типові верстви цього горизонту, за його даними, поширені на південний захід від Кременця. Буглівський басейн, в якому нагромаджувалися ці верстви, на думку Ласкарєва, складався з лиманної або лагунної опрісненої частини і більш відкритого моря, що простягалося до Товтрового кряжа.

Відклади буглівського горизонту залягають між літотамнійовими вапняками і верствами нижнього сармату і виявлені зеленуватосірим та світлосіро-білим піском з рештками Ervilia trigonula Sok., E. podolica Eichw., Mactra eichwaldi Lask., Cardium lithopodolicum Dub., Corbula gibba Ol., Venus (Timoclea) konkensis Sok., Cerithium mitrale Eichw., C. nodoso-plicatum Hörn., Chlamys malvinae Dub., Ostrea digitalina Dub.

У Хмельницькій області буглівські відклади представляють світлобуруваті вапняково- або мергельно-піскуваті породи й зеленуватобілі мергелі. Ці верстви, за переважаючими в їх складі рештками, були названі ервілійово-гідробійовими. Органічні рештки в них дуже численні. Серед них переважають: Ervilia trigonula Sok., E. dissita Eichw. var. infrasarmatica Sok., Mactra eichwaldi Lask., Corbula gibba Ol., Cardium protractum Eichw., C. plicatum Eichw., Tapes vitalianus d'Orb., Abra reflexa Eichw., Modiola volhynica Eichw., Hydrobia frauenfeldi Hörn., H. acuta Hörn., H. angulata Eichw., Mohrensternia inflata Andrz., Cerithium (Potamides) mitralis Eichw., C. rubiginosum Eichw., C. nodoso plicatum Hörn., Nassa colorata Eichw. var. sarmatica Lask., Trochus affinis Eichw., T. subturriculoides Sinz., Neritina sarmatica Lask., а також трубочки серпул, черепашки форамініфер і галузинки літотамній. Отже, фауна ервілійово-гідробійових верств має виразний сарматський вигляд і незаперечно підтверджує місце буглівського горизонту як перехідного від середземноморського до сарматського ярусів.

Верхньотортонські відклади у Прикарпатті мають складний розріз. Стратиграфічні взаємовідношення окремих літологічно відмінних пачок верств ще достатньо не з'ясовані. Всю товщу верхнього тортону й сармату Прикарпаття О. С. Вялов об'єднує у галицьку серію, у складі нижньої і верхньої галицьких світ, між якими вклинені товщі пістинського конгломерату. Нижньогалицька, або косівська, світа поділяється, знизу вгору, на *вербовецькі, прутські* й *коломийські* верстви. Верхньогалицька, або дашавська, світа поділяється на *конкський горизонт,* з *становецьким* і *брусницьким верствами,*

і *волинський горизонт*, з *сторожинецькими* і *ходковицькими верствами*, які вже зачисляються до нижнього сармату.

М. Я. Сєрова (1955) у Прикарпатті до верхнього тортону відносить *верхню соленосну* і *покутську світи*.

Узгодження численних схем стратиграфічного поділу третинних відкладів Карпатського передового прогину становить окреме завдання. Тут варто лише відзначити, що в Передкарпатті поширені два генетичні типи відкладів — лагунний та морський. До першого відносяться верхня соленосна товща і значно поширений у Придністров'ї гіпсо-доломітовий горизонт. Потужність соленосних відкладів змінюється від 80 до 400 *м*, а гіпсо-доломітових — від 5 до 50 *м*. Органічних решток у цих відкладах не виявлено. Верхня частина розрізу верхнього тортону складена верствами пісків, пісковиків з проверстками глин, загальною потужністю близько 800 *м*. З органічних решток у цих відкладах В. П. Казакова виявила черепашки молюсків, а М. Я. Сєрова — рясну фауну викопних форамініфер ранньотортонського віку.

Важливу особливість складу верхньотортонських відкладів Прикарпаття становлять проверстки вулканічного туфу, виявлені серед піскувато-глинистих відкладів тортону, зокрема серед верств конкського горизонту. Вулканічні туфи в складі неогенових відкладів Передкарпаття відомі в багатьох місцях. Проверсток дацитового туфу товщиною 40 *см* залягає в околицях с. Пістинки, у Косівському районі, серед крихких пісковиків, конгломератів і глин тортонського ярусу. Біля сс. Красного і Середнього Майдану залягають білі й світлозелені туфи, товщина верств яких досягає 10 *м*. У відслоненнях верхнього тортону на правому березі Дністра проверстки сірого й білого вулканічного туфу відслонюються на південний захід від Старого Села. Відклади вулканічних туфів відзначені в околицях с. Журавного на правому березі Свиці в Дашавському районі, в околицях м. Калуша, с. Устя, недалеко м. Миколаєва, в околицях с. Більчого, між Самбором і Дрогобичем серед зеленуватих мергелів тортону, в околицях с. Бохні, на правому березі Серету нижче м. Чорткова. У Передкарпатті проверстки вулканічних туфів залягають виключно серед тортонських відкладів. Вони відзначаються великою одноманітністю. В їх мінералогічному складі відомі олігоклаз-андезин, кварц, лусочки біотиту, гематит, магнетит, амфібол, а також вторинні мінерали — хлорит і кальцит. Вулканічні туфи Передкарпаття вважаються продуктами дацитової магми. Джерелом попелу для їх утворення були виверження вулканів Закарпаття. Утворювались вони, очевидно, протягом гельветського й тортонського віків. Максимум нагромадження пухких вулканогенних продуктів припадає на буглівський час.

Важливою особливістю конкського горизонту вважаються також рештки рослин і пропластки бурого вугілля, виявлені на Покутті.

Таким чином з'ясовується, що з кінця тортонського віку в Прикарпатті, у зв'язку з підняттям Карпат, встановлюється континентальний режим, який після цього вже не переривається морськими умовами. На Волино-Поділлі в другій половині міоцену, зокрема в сарматський вік, продовжує існувати море.

Тортонські відклади Волино-Поділля дуже багаті на органічні рештки. З числа їх, визначених різними дослідниками, найпоширенішими вважаються такі: Dentalium vitreum Schröt., Tornatina okeni Eichw., T. lajonkaireana Bast. var. volhynica Eichw., T. truncatula Brug., Cylichia elongata Eichw., Ringicula costata Eichw., Acmaea laevigata Eichw., A. cf. zboroviensis Friedb., Teinostoma cf. woodi Hoern., Gibbula buchi Dub., G. biangulata Eichw., G. affinis Eichw., Callistoma novemcincta Buch., C. zukowcense Andrz., C. celinae Andrz., Turbo mamillaris Eichw., Leptochyra mamilla Andrz., Syrnola hoernesi Koen., Odontostomia plicata Mont., Eulimella conulus Eichw., Turbonilla spiculum Eichw., Pyrgulina interstincta Mant., Natica helicina Brocc., Hydrobia immutata Frf., H. punctum Eichw., Rissoa turricula Eicnw., Alvania montagui Payr. var. ampula Eichw., Settia laevigata Eichw., S. exigua Eichw., Alaba costellata Grat. var. anomala Eichw., Coecum trachea Mont., Calliostoma turricula Eichw., C. puberum Eichw., Rissoina podolica Cossm., R. striata Andrz., Vermetus intortus Lam., Turritella bicarinata Eichw., T. scalaria Buch., T. pythagoraica Hilb. var. minor Friedb., Cerithium irregulare Dub., C. distinctissimum Eichw., Potamides mitralis Eichw., Bittium deforme Eichw., Sandbergeria spivalissima Dub., Trivia affinis Duj., Erato laevis Don., Murex holubicensis Friedb., Murex tortuosus Sow., Nassa colorata Eichw., N. serraticosta Bronn., Columbella semicaudata Bon., C. scripta L., Mitra friedbergi Cossm., Turricula ebenus Lam. var. leucozona Andrz., T. ebenus Lam. var. striata Eichw., T. ebenus Lam. var. laevis Eichw., T. vindobonensis Friedb., Bellardiella reticulata Ren., Raphistoma vulpecula Brocc., R. harpula Brocc., Mangilia leufrogi Micht., Conus dujardini Desh., C. dujardini var. bresinae R. H. et A., Lutraria lutraria L., Venus subplicata d'Orb. var. orientalis Friedb., Cardita rudista Lam., C. laticostata Eichw., C. duboisi Desh., Lucina borealis L., L. borealis var. affinis Eichw., Loripes dentatus Bast. var. nivea Eichw., Miltha incrassata Dub., Montacuta ferrudinea Mant., Spaniodontella nitida Reuss, Arca anomala Eichw., Nucula nucleus L., Limopsis anomala Eichw., Modiolaria marginata Eichw. та ін.

У відкладах тортонського ярусу Волино-Поділля та Прикарпаття виявлені численні рештки форамініфер. Склад їх, за даними В. Я. Дідковського та М. Я. Сєрової, дуже різноманітний. Переважають такі види: Textularia articulata d'Orb., Miliolina nitens (Reuss), M. akneariana (d'Orb.), M. kelleri Serova, Pyrgo bulloides d'Orb., P. affinis d'Orb. Schlumbergerina bogdanovi Serova, Spiroloculina crenata Korrer, Spiroloculina vulgaris Serova, Hauerina ornatissima d'Orb., H. lyra Serova, Articulina gibbosula d'Orb., Lagena reticulata Karrer, Entosolenia marginata (W. et J.), Globulina gibba d'Orb., Guttulina problema d'Orb., Glandulina laevigata d'Orb., Polimorphina complonata d'Orb., Nonion aff. subgranosus (Egger), N. tuberculatum (d'Orb.), N. umbostelligerum Serova, N. artitex Serova, Elphidium macellum (F. et M.), E. perscitus Serova, E. microelegans Serova, Elphidium eichwaldi Bogd., Dendritina elegans d'Orb., Denuritina mariae Serova, Spirolina austriaca d'Orb., Bulimina elongata d'Orb., Bolivina dilatata Reuss, Bolivina antiqua d'Orb., Reussella spinulosa Reuss, Virgulina schreibersii d'Orb., Rotalia beccarii (L.), Discorbis obtusus d'Orb. та багато інших.

Сарматський ярус. Друга половина міоцену на Волино-Подільській плиті позначилася складними коливальними рухами, що були синтектонічні горотворенню в Карпатах. У сарматський вік плита перебувала в стані низхідних рухів і пов'язаної з ними значної трансгресії моря. Відклади сарматського ярусу на Волино-Поділлі В. Д. Ласкарєв поділяв на два горизонти — нижній і середній. Верхнього сармату тут немає.

Нижній сармат. Східна межа поширення нижнього сармату, за даними Ласкарєва, проходить з півночі на південь через с. Терентіїв — вододіл Горині і Корчика,— Славуту, Шепетівку, Меджибіж, Межирів. У складі нижнього сармату виділено фації товтрову й узбережну— в районах Кременець — Ізяслав — Старо-Костянтинів, Ост-

рог — Кременець — Дубно і Хмельницький — Ушиця. Серед відкладів товтрової фації Ласкарєв описав серпулево-моховатковий вапняк і глинисто-трепело-мергельні притовтрові відклади. Узбережні відклади нижнього сармату в районі Кременець—Ізяслав — Старо-Костянтинів представлені верствами піску, часто карбонатного конгломерату з рештками мурексів. Острозько-кременецько-дубненський, або північний, за Ласкаревим, тип відкладів характеризують черепашкові й оолітові вапняки з проверстками піску й пісковиків, верстви спірорбісового піску з проверстками глини і, іноді, бентоніту та прісноводного вапняку. Хмельницько-ушицький тип відкладів, у басейні Південного Бугу, становлять дрібнооолітові піскуваті вапняки, грубопіскуваті оолітові, жовтуватосірі черепашкові вапняки, зеленуватосірі, більш-менш глинисті, піски й підпорядковані цим відкладам проверстки та лінзи буруватого кременистого прісноводного вапняку з рештками гідробій та лімней.

У складі відкладів нижнього сармату виявлена велика кількість скам'янілостей. Серед них особливо численні такі форми: Tornatina (Bulla) lajoncaireana B a s t., T. lajoncaireana B a s t. var. volhynica E i c h w., T. truncatula B r u g., T. okeni E i c h w. var. buhlovensis F r i e d b., Cylichia convoluta B r o c c., Actea compressiuscula E i c h w., Gibbula picta E i c h w., G. balatro E i c h w., G. cremenensis A n d r z., G. cf. affinis E i c h w., Callistoma cf. subturricoloides S i n z., Neritina picta F e r., Hydrobia punctum E i c h w., H. stagnalis B a s t., H. immutata E i c h w., H. hoernesi F r i e d b., H. frauenfeldi H o e r n., H. andrussowi H i l b., Mactra podolica E i c h w., Syndesmia reflexa E i c h w., Donax dentiger E i c h w., Tapes gregaria P a r t s c h. var. modestus D u b., Loripes dujardini D e s h., L. dentatus D e f r. var. nivea E i c h w., Mohrensternia hydrobioides H i l b., M. sarmatica F r i e d b., M. pseudosarmatica F r i e d b., M. angulata E i c h w., M. pseudoangulata H i l b., M. pseudoinflata F r i e d b., M. aff. conica L o m m., Dorsanum duplicatum S o w. var. minor F r i e d b., Ocenebra striata E i c h w., Terebralia andrzejowskii F r i e d b., Cerithium rubiginosum E i c h w., Cerithium cf. zalescense A n i n g., Potamides mitralis E i c h w., P. bicostatus E i c h w., P. nympha E i c h w., P. aff. biseriatus F r i e d b., Limnocardium lithopodolicum D u b., L. protactrum d'O r b., L. barboti R. H o e r n., L. plicatum E i c h w., Modiola volhynica E i c h w., Ostrea gryphoides S c h l. var. buhlovensis F i e d b., Anomia ephipium L., Callistoma cf. sannio E i c h w., Modiolaria denysiana d'O r b., Clavatula doderleini H o e r n., Serpula serpuliformis E i c h w., S. gregalis E i c h w., Spirorbis heliciformis E i c h w., Nassa aff. colorata E i c h w., Helix sp.

У нижньосарматських відкладах на Волино-Подільській плиті виявлена значна кількість викопних черепашок форамініфер. За даними В. Я. Дідковського, особливо поширені серед них Miliolina verchovi D i d k., M. tutkovski D i d k., Articulina problema B o g d., Ar. odessa D i d k., Elphidium podolicum S e r o v a, Cibicides bogdanovi S e r o v a і багато інших

У Передкарпатті відклади нижнього сармату за літологічним складом подібні до підстелюючих їх верств тортонського ярусу, з якими вони пов'язані повільним переходом. Молодших за нижній сармат відкладів у Передкарпатті немає.

У глинистих породах цього району В. П. Казакова виявила рештки характерних для нижнього сармату Potamides mitralis E i c h w., P. bicostatus E i c h w. тощо.

Для нижнього сармату Передкарпаття характерний також склад викопних форамініфер. Серед останніх, за даними Серової, характерні Miliolina reussi B o g d. var. virgata S e r o v a, Nonion martkobi B o g d. та ін.

Середній сармат. Відклади середнього сармату на Волино-Поділлі поширені на більшій площі в порівнянні з відкладами нижнього його відділу. Східна межа їх поширення лежить значно ближче до краю Українського кристалічного щита. Західна межа середнього сармату, за даними Ласкарєва, не проходить за товтровий кряж. У північній частині зони, по Горині, середньосарматські відклади представлені мілководними морськими осадками, серед яких переважають верстви оолітового, нубекулярійового або черепашкового вапняку, переверствовані з піском. З наближенням до Придністров'я в складі середньосарматських відкладів виразно виділяється нижня — вапняковиста, і верхня — піщано-глиниста товщі. Літологічний склад відкладів цих товщ різноманітний. Переважають верстви вапняків оолітових, черепашкових, мембраніпорових, а також верстви піску та глини.

Органічні рештки у відкладах середнього сармату зустрічаються часто. Найбільш поширені: Mactra fabreana d'O r b., Tapes gregarius (P a r t s c h.) G o l d f., Cardium plicatum E i c h w., C. obsoletum E i c h w., C. vindobonense (P a r t s c h.) L a s k., C. lithopodolicum D u b., C. protractum E i c h w., C. subfittoni A n d r z., C. döngingki S i n z., C. fischerianum D ö n g., Tornatina lajonkaireana B a s t., T. truncatula B r u g., Bullinella convoluta B r o c c., Gibbula cremenensis A n d r z., G. picta E i c h w., G. balatro E i c h w., G. cordieriana d'O r b., G. papilla E i c h w., G. blainvillei d'O r b., G. albomaculata E i c h w., Calliostoma sannio E i c h w., C. podolica D u b., C. suborbignana S i n z., Neritina picta F e r., Hydrobia frauenfeldi H o e r n., H. hoernesi F r i e d b., H. stagnalis B a s t., H. puncium E i c h w., H. immulata F r., Mohrensternia inflata A n d r z., M. hydrobioides H i l b., M. sarmatica F r i e d b., M. pseudosarmatica F r i e d b., M. angulata E i c h w., M. pseudoangulata E i c h w., Cerithium rubiginosum E i c h w., C. aff. gibbosum E i c h w., C. nanum E i c h w., Potamides pictus B a s t. var. mitralis E i c h w., Potamides bicostatus E i c h w., P. nimpha E i c h w., P. biseriatus F r i e d b., P. peneckei H i l b., P. andrzejowski F r i e d b., Dorsanum duplicatum E i c h w., D. corbianum d'O r b., D. verneuilli d'O r b., D. triformis K o l. var. sarmatica L a s k., Planorbis sp., Cypris sp., Serpula serpuliformis E i c h w., Spirorbis heliciformis E i c h w.

У складі верхньосарматських відкладів на Волино-Поділлі виявлені численні черепашки викопних форамініфер, серед яких, за даними В. Я. Дідковського, переважають Articulina sarmatica K a r r e r, Flintina tutkovski B o g d., Nubecularia novorossica K a r r e r et S i n z o v та ін.

Пліоцен. Відкладання морських осадків на Волино-Поділлі завершилося в кінці міоцену. З того часу вся обширна територія південно-західної, прикарпатської, частини Російської платформи має континентальні умови розвитку.

Достовірно установлених відкладів пліоцену на Волино-Подільській плиті та Галицько-Волинській синеклізі не виявлено. Грунтуючись на аналогіях і загальних припущеннях, В. Д. Ласкарєв, а за ним і інші дослідники, відносили до пліоцену рябі глини, жовтуваті, зелені, бурі, сірі, поширені в басейнах Збручу, Згару тощо. Товщу пісків, що залягають у верхів'ях Случі і Південного Бугу, Ласкарєв розглядав як аналоги балтської світи і теж відносив до пліоцену.

Континентальні піскувато-глинисті верстви відкладалися в пліоцені, очевидно, в межах поліської частини Дніпровсько-Донецької западини. У басейні Прип'яті відомі свердловини, які виявили потужну — до 200 *м* — товщу піщано-глинистих верств, що залягають на палеогені. Значна частина цих наверствувань має пліоценовий вік і вгорі поступово переходить у наверствування четвертинної системи.

Четвертинна система

Відклади четвертинної системи на території Волино-Подільської плити й Галицько-Волинської синеклізи мають дуже значне поширення. Вони покривом різної потужності, походження та складу вкривають майже всю територію. В їх розміщенні спостерігається певна закономірність, зумовлена, в першу чергу, особливостями рельєфу дочетвертинних наверствувань.

Вивчення відкладів четвертинної системи на Волино-Поділлі має вже понадстолітню історію. Відомості про них знаходимо в працях М. П. Барбота де Марні, О. П. Карпінського, Г. О. Осовського, К. М. Феофілактова, А. С. Роговича, П. Я. Армашевського, С. М. Нікітіна, А. Фока, М. М. Міклухо-Маклая, Г. І. Танфільєва, Н. Й. Криштафовича, О. І. Набоких, В. Д. Ласкарєва, П. А. Тутковського. Пізніше відомості про четвертинні відклади на території Волині й Поділля розглядали С. Кульчинський, Л. Савицький, Е. Рюле, Ю. Полянський і докладніше для Придністров'я Р. Р. Виржиківський. Незважаючи на довгу історію досліджень, четвертинні відклади на Волино-Подільській плиті вивчені ще недостатньо.

Наявні відомості дають підстави для стратиграфічного поділу четвертинної системи західної частини території Української РСР на відділи — постпліоцен, плейстоцен, голоцен і сучасні відклади.

У четвертинному осадкоутворенні в західній частині УРСР особливо велике значення мало зледеніння. На території краю виявлені безпосередні сліди о д н о г о дніпровського зледеніння, яке було на території України максимальним. У розвитку цього зледеніння виділяються дві стадії — максимальна, власне дніпровська, і пізніша — прип'ять-окська. Релікти двох поясів кінцевих морен простежуються у межах Львівської, Волинської, Ровенської і Житомирської областей.

Нижньочетвертинні, або *дольодовикові,* відклади на території Волино-Подільської плити і Галицько-Волинської синеклізи на вододільних просторах збереглися лише в пониженнях дочетвертинного рельєфу і представлені сірими та сіробурими глинами, відомими в межах Хмельницької області. Значно більше поширення мають нижньочетвертинні відклади на давніх терасах Дністра і його приток. Найвищі, п'ята і шоста, тераси Дністра розвинуті в межах висот 140—200 *м* вище рівня моря. У будові їх беруть участь відклади галечників, у складі яких багато гальок гірських порід, поширених у Карпатах.

Середньочетвертинні, або *плейстоценові,* відклади мають більше поширення. Відклади морени максимальної фази дніпровського зледеніння відомі на всьому просторі між долинами Західного Бугу і Горині. Від долини Горині край морени максимальної фази зледеніння проходить на Олевськ, Житомир і далі на південний схід, у Придніпров'я. Край прип'ять-окської стадії дніпровського зледеніння простягається майже в широтному напрямку від Бреста на південний схід до Ковеля, на Сарни і до гирла Прип'яті. З положенням краю зледеніння південніше долини Прип'яті пов'язане нагромадження зандрових пісків на всій обширній площі південного Полісся.

Крім нагромадження морен і флювіогляціальних відкладів, з дніпровським зледенінням, особливо з його прип'ять-окською стадією, пов'язане вироблення основних рис геоморфології південного Полісся. До найголовніших геоморфологічних елементів, оформлення яких завершилося у плейстоцені, належить уступ, який відокремлює Полісся від Лісостепу і зандрову область від лесової. На цей час, зокрема, припадає вироблення уступу, розчленування краю Подільського плато та утворення Кременецьких гір, Гологор, Вороняків і Розточчя. Тоді утворилися численні прохідні долини, які прорізують вододіл Дністра

і Прип'яті. Серед них особливо велике геоморфологічне значення має долина Малого Полісся.

Утворення лесу під час дніпровського зледеніння відбувалось на широких просторах південно-західної частини Російської рівнини, зокрема і на Волино-Подільській плиті. Лесові породи вкривають понижені частини північного похилу плато. На вододільних підвищеннях і на південному похилі Подільського плато лесового покриву немає. Делювіальні лесовидні суглинки місцями утворюють плащі біля підніжжя схилів. Більш потужний покрив лесу, в кілька метрів, поширений на четвертій терасі.

Лесові відклади значне поширення мають у межах Хмельницької області. Потужність їх не перевищує кількох метрів. Один-два горизонти похованого грунту в лесових породах добре виявлені між Старо-Костянтиновом і Шепетівкою. Цей лес за віком зв'язаний з дніпровським зледенінням. Крім дніпровського ярусу, молодші генерації лесу поширені на третій і, іноді, на другій терасі річок Волино-Подільського плато.

Голоценові відклади на Волино-Подільському плато зустрічаються переважно по річкових долинах. Вони представлені складним комплексом піщано-глинистих наносів, нерозривно пов'язаних з сучасною діяльністю текучих вод. Делювіальні й пролювіальні відклади особливо розвинуті в долині Дністра і його приток. У багатьох місцях вони утворюють величезні конуси виносів, які біля підніжжя схилів часто зливаються і утворюють пролювіально-делювіальні тераси, здебільшого накладені на сучасну заплаву Дністра або на першу надзаплавну терасу. У делювіально-пролювіальних відкладах на Придністров'ї часто знаходять рештки палеолітичної матеріальної культури. Проте некорінне залягання цих відкладів не викликає сумнівів. Корінне залягання палеолітичних решток слід шукати у верхній частині схилів, де лежать верхів'я конусів виносів. Вони розміщені вздовж підніжжя крейдових скель, в яких багато ніш, печер, затишків і де, очевидно, були поселення на світанку людської культури.

4. ТЕКТОНІКА І ВУЛКАНІЗМ

Південно-західна частина Російської платформи на захід від відслонень кристалічного фундаменту Українського щита має складну структуру. Загальні риси її тектоніки визначив В. Д. Ласкарєв. На його думку, основу Волино-Поділля становить розмита поверхня західної окраїни Українського кристалічного щита. На захід кристалічний фундамент платформи занурюється під палеозойські відклади. У районі Кременця і Дубна Ласкарєв відзначав наявність розломів і занурених блоків кристалічного фундаменту. Поверхня блоків похила на захід, у бік *Галицько-Волинської,* на його думку *скидової, западини.* Тектонічні порушення Ласкарєв відзначав також в осадочній товщі, що перекриває кристалічний фундамент. Серед них він особливу увагу надавав пелчанській дислокації девонських відкладів, яку розглядав як флексурно-скидову і визначав вік її як дотуронський. Важливим структурним елементом Ласкарєв вважав також *Ровенську скидову западину,* що наче клином з півночі врізується у кристалічну плиту. Западина простягається вздовж р. Горині. Східний край її Ласкарєв проводив по р. Корчику, м. Корцю і далі на південь на Красностав. Західний край западини він розміщав у напрямку Ізяслав—Хорів, західніше Ровна і далі на північ. З цими дислокаціями Ласкарєв пов'язував вулканічну діяльність, вік якої приймав за мезозойський. Загальні особливості структури Волино-Подільської плити і Галицько-Волинської синеклізи И. М. Тетяєв оцінював як наслідок герцинського горотворення. У систе-

мі герцинських споруд Український кристалічний масив, на думку М. М. Тетяєва, являє собою складчасте ядро. Територія Волино-Поділля становить південно-західне крило цього антиклінального підняття. У межах західних областей УРСР складчасте спорудження утворює дві крупні синкліналі — *Львівську,* з віссю Львів—Люблін, і *Кам'янець-Подільську,* поділену антиклінальним підняттям з віссю, паралельною до осей антикліналей.

Пізніші геологічні дослідження зводилися до уточнення і доповнення даних про тектонічні порушення залягання верств на Поділлі й Волині.

В. Тейсейр малював складну геометрично правильну систему розломів північно-західного й південно-східного простягання, вік яких відносив до післятортону. Б. Галицький на продовженні Українського кристалічного щита рисував куполоподібне підняття і продовження дислокації в напрямку на Друскеничі. В. Зих зображав цілу систему антиклінальних піднять і флексур палеозою, розміщених у напрямках: 1) Ковалівка—Смиківці, 2) Козлівка—Утішків, можливо мезозойського й третинного віку; 3) Перемишляни—Чернелиця. Антиклінальні підняття визначалися в районах: 1) Драхів—Янів, 2) Підгайці—Звиняч—Тудорів, 3) Завадівка—Окопи, 4) Корцеве—Порхівка і 5) Нижній—Зозулинці. Утворення цих піднять відноситься до крейдового й міоценового часів. Простягаються вони на північний захід. Амплітуда незначна. До післякрейдових різко виявлених піднять В. Зих відносив структуру північно-північно-західного простягання в районі 1) Затурчин—Губин, що лежить на тектонічній лінії Перемишляни—Чернелиця, 2) Кривки — Теребовля, що лежить на тектонічній лінії Теребовля — Черче, 3) Смиківці — Ласківці — Береничани — Чернелиця. Останнє підняття ніби розвивалося протягом довгого часу, починаючи з палеозою. Уявлення В. Зиха про дислокації осадочних товщ підтримував Я. Самсонович, а заперечував Я. Новак.

Особливості тектоніки Галицько-Волинської синеклізи висвітлювали також О. С. Вялов, В. І. Славін, М. В. Муратов, С. І. Суботін, О. О. Богданов і Ю. М. Пущаровський, А. Є. Михайлов, О. К. Смирнова і С. І. Пастернак. Зведення даних про тектонічні особливості цього краю знайшло свій вияв на тектонічній карті Союзу РСР, складеній в 1952 р. під керівництвом М. С. Шатського.

Для з'ясування особливостей тектоніки Волино-Подільської плити й Галицько-Волинської западини доцільно розглянути основні риси окремо тектоніки кристалічного фундаменту і тектоніки осадочних товщ, пов'язаних у єдиному процесі геологічного розвитку цього краю.

Тектоніка кристалічного фундаменту Волино-Поділля дуже складна. Загальні риси її стали з'ясовуватися лише в останній час, з нагромадженням нових даних. У світлі останніх підтверджується уявлення В. Д. Ласкарева про розчленування західного підземного продовження Українського кристалічного щита розломами і зв'язок їх з розломами вулканічних вивержень. Як твердить С. І. Суботін, глибина занурення розломних блоків кристалічного фундаменту, наприклад у районі Томашів — Сокаль, перевищує 4 *км.* Райони занурення виповнені осадочними породами палеозойського і мезо-кайнозойського віку. Співвідношення потужностей цих товщ свідчить, що початок формування розломних дислокацій кристалічного фундаменту на Волино-Поділлі відноситься до ранньопалеозойського часу, а тектонічна активність його не припинялася в кайнозої (рис. 53).

Розчленований на блоки кристалічний фундамент на захід від Українського кристалічного щита окремими своїми частинами занурений на різну глибину. Розломи, що обмежовують окремі блоки, об'єднуються в системи субмеридіонального, переважно північно-західного, та

близького до широтного простягання. За віком вони різні. В сучасній структурі Волино-Поділля виділяються дві великі структурні області. Прилегла до Українського кристалічного щита область відносно неглибокого залягання кристалічного фундаменту виділяється як *Волино-Подільська плита;* територія на захід від неї, де кристалічні породи занурені на велику глибину, — це *Галицько-Волинська синекліза.* Межа між ними проводиться умовно, по східній межі поширення кам'яновугільних відкладів у напрямку Луцьк—Золочів—Жидачів. З півночі обидві відзначені області обмежовує поліський підземний кристалічний

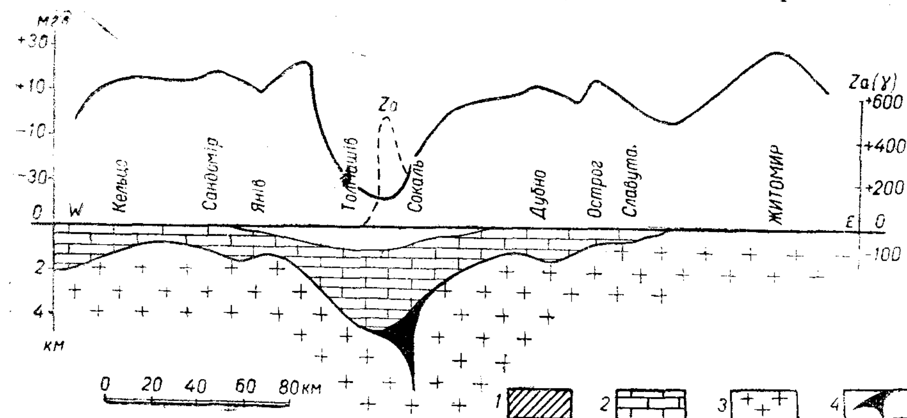


Рис. 53. Структура Волино-Подільської плити і Галицько-Волинської синеклізи по лінії Кельце—Житомир, за геофізичними даними (С. І. Суботін, 1947).
1 — щільність 20—23 (мезо-кайнозой); *2* — щільність 25—27 (палеозой); *3* — щільність 27—26 (докембрій); *4* — інтрузії сильно магнітних порід.

масив. На півдні Подільська плита занурюється в область Молдавської западини. Галицько-Волинська синекліза на півдні і на південному заході зрізується Карпатським передовим прогином. На захід і північний захід вона заглиблюється і дещо розширюється.

Найдавніша система розломів кристалічного фундаменту Волино-Подільської плити й Галицько-Волинської синеклізи має північно-західне, до меридіонального, простягання. У цю систему входять розломи басейну Горині, великий розлом у напрямку від Тернополя на Чернівці, інший розлом, що простежується від Бреста, східніше Львова, на Коломию, і розлом Рава-Руська—Львів. З цими розломами пов'язані, за даними С. І. Суботіна, виверження основних (типу базальту) порід, виявлених на значній глибині під покривом осадочних порід. До цього ряду утворень належать поклади базальту, виявлені в Бресті і в інших районах БРСР. Вулканізм, пов'язаний з розломними дислокаціями на Волино-Поділлі, проявлявся протягом усього рифейського періоду.

У більш широкому плані ранньопалеозойський етап тектогенезу Волино-Поділля пов'язується з переважними низхідними рухами земної кори близького до меридіонального простягання, що були відгуком тих тектонічних перетворень, які супроводили формування каледонських геосинкліналей, розміщених на окраїнах пра-Російської платформи. Завершився цей етап у девонському періоді, коли на всій території цього краю встановилися континентальні умови і нагромаджувалися товщі червоних пісковиків.

У процесі коливальних рухів у давньому й нижньому палеозої на Волині і Поділлі складалися умови утворення осадочних порід, які відображені в складі і поширенні фацій рифею, кембрію та силуру на Волино-Подільській плиті і Галицько-Волинській синеклізі.

Дальший тектонічний етап у ровитку геологічної структури захід-

ної частини УРСР припадає на верхній палеозой і пов'язується з формуванням герцинських складчастих побудов. Почався він значними опусканнями, що відбувалися після великих піднять, якими на Волині і Поділлі в першій половині девону завершився каледонський тектоорогенічний етап. Низхідні рухи великої амплітуди в Придніпровській частині Російської платформи зумовили утворення Дніпровсько-Донецької западини, борти якої зрізані розломами. Північно-західне продовження Дніпровсько-Донецької западини розміщене безпосередньо біля описуваної території. З утворенням цієї западини пов'язуються розломи близького до широтного простягання, які відокремлюють Подільську плиту й Галицько-Волинську синеклізу. Один з великих розломів цієї системи проходить у напрямку Сарни—Володимир-Волинський. З системою субширотних розломів була пов'язана напружена вулканічна діяльність у межах всієї Дніпровсько-Донецької западини і прилеглих районів Донецького кряжа.

Пізньопалеозойський тектоорогенічний цикл завершився у процесі зміни низхідних коливальних рухів висхідними, які почалися з другої половини кам'яновугільного періоду і тривали на Волині і Поділлі до юри.

У період переважання низхідних рухів у пізньому девоні и ранньому карбоні остаточно оформилась Галицько-Волинська синекліза. Однак тектонічна активність в її межах не затухала і пізніш. Морфологічні риси Галицько-Волинської синеклізи і, зокрема, простягання її осі в напрямку Львів—Люблін досить точно визначив М. М. Тетяєв. У цілому Галицько-Волинська синекліза являє собою платформену структуру. Утворення її синтектонічне герцинським спорудженням прилеглих районів, але вона не є їх складовою частиною. Складчасті герцинські побудови розміщалися далеко від Галицько-Волинської синеклізи, у межах сучасних Карпат. Їх дисльоковані маси, очевидно, були насунуті на край Російської платформи або були з'єднані з нею тектонічним швом.

Формування сучасної структури кристалічного фундаменту Галицько-Волинської синеклізи і Волино-Подільської плити тривало в юрському і крейдовому періодах і в час горотворення в Карпатах. Зокрема, в ранньому міоцені утворився Карпатський передовий прогин. Зона зчленування прогину і Російської платформи, як то наводилося вище, має вигляд складної системи розломів, що простягаються з північного заходу на південний схід у напрямку Яворів—Городок—Миколаїв—Станіслав—Коломия—Чернівці. Разом з розломами утворювалась складна система флексур у верствах осадочних порід, порушених у процесі занурень Карпатського передового прогину і прилеглих окраїн Російської платформи.

Між герцинським і альпійським етапами розвитку скибової тектоніки кристалічного фундаменту в межах Галицько-Волинської синеклізи були складні і значної амплітуди коливальні рухи. Епохи значних опускань припадають на юрський і, особливо, верхньокрейдовий періоди, коли море вкрило увесь цей край. Накладення верств крейдової системи повторює основні морфологічні риси Галицько-Волинської синеклізи: в осьовій її частині поширені наймолодші крейдові відклади, потужність їх найбільша, на крилах же синеклізи товщина їх зменшується.

Складні коливальні рухи в межах Волино-Подільської плити й Галицько-Волинської синеклізи відбувалися в міоцені. Вони позначилися на співвідношенні і просторовому розміщенні фацій та окремих горизонтів тортонських і сарматських відкладів. Край Подільської плити в цих рухах відігравав роль наче шарніра, на захід від якого простягалася більш рухлива зона Галицько-Волинської западини, а на схід

стійкіша зона плити. Саме до цієї межової території між двома областями приурочена широка літотамнійова зона і епігенетично накладений на неї Товтровий кряж.

Певний зв'язок з глибинною тектонікою має також уступ Подільського плато, який в певній мірі відбиває простягання зони слабини і з південного сходу обмежовує область занурень у плейстоцені.

Тектоніка осадочних товщ

Осадочні товщі на Волино-Подільській плиті і в межах Галицько-Волинської синеклізи мають відносно незначні порушення залягання верств, властиві платформеним областям.

Основні риси тектоніки осадочного комплексу Волино-Подільської частини Російської платформи характеризує синклінальне залягання відкладів палеозою і крейди та найбільше заглиблення її кристалічного фундаменту в межах Галицько-Волинської синеклізи. Крила синеклізи асиметричні. Південно-західне крило, яке далі зрізане Карпатським передовим прогином, крутіше. Східно-північно-східне крило більш положисте й видовжене. В його межах верстви палеозою і крейди залягають моноклінально або нахилені до осьової частини синеклізи під дуже невеликим кутом. Досить яскраве уявлення про це дає структурна схема (рис. 54).

Потужна товща осадочних порід, поширених на захід від Українського кристалічного щита, в процесі загального прогинання синеклізи, була незначно деформована. Умови розвитку геологічної структури Волино-Подільської плити й Галицько-Волинської синеклізи сприяли виникненню перегинів і валоподібних плікативних порушень. Розривні дислокації простежуються лише в ранньопалеозойських відкладах.

У силу цих же геологоісторичних умов плікативні дислокації палеозою мають закономірне просторове розміщення: вони зосереджені в найбільш рухливих зонах, приурочених до зчленування окремих частин блокової структури кристалічного фундаменту, тектонічну активність яких ми простежили від раннього палеозою до неогену. Валоподібні підняття виявлені в заляганні девонських відкладів у Придністров'ї і кам'яновугільних відкладів Галицько-Волинської синеклізи.

Як уже зазначалося, девонські відклади в Придністров'ї між долинами Золотої Липи і Серету утворюють ряд плакантиклінальних піднять, поділених широкими плаксинкліналями. Осі цих структур простягаються з південного сходу на північний захід. В. Зих описує шість антиклінальних піднять, розміщених між широтою Теребовлі і долиною Дністра. П. Л. Шульга відзначає наявність складчастості у кам'яновугільних відкладах. Складчастість ця, проте, дуже незначна. Виникнення її зумовлене коливальними рухами і є, певною мірою, результатом ущільнення потужних осадочних товщ.

Мезозойські відклади, як видно з наведеної схеми, у складчастих структурах палеозою участі не беруть. Потужна товща крейдових відкладів практично лежить непорушеною. Накладена на розмиту поверхню більш давніх відкладів, вона лише в далекій мірі відображає їх тектоніку. Уявлення про ці особливості дають спостереження Д. П. Найдіна, які ми розглянули раніш.

Пізніші після крейдового періоду умови тектогенезу в західній частині УРСР істотно порушили залягання верств осадочних товщ лише в зоні зчленування Російської платформи і Карпатського передового прогину. На всій іншій території синеклізи й плити складні коливальні рухи відбилися лише в закономірностях розміщення фацій та окремих стратиграфічних горизонтів третинної та четвертинної систем.

Вулканізм

Вулканічна діяльність у межах Волино-Поділля проявлялася протягом тривалого часу раннього палеозою. Район поширення і відслонення магматичних виливів та виверження пухких вулканічних продуктів зосереджений в басейні р. Горині. Під відкладами осадочних верств вулканічні маси виявлені в різних частинах Волині і в південних районах Білоруської РСР. Вулканогенні породи поширені в межах смуги значного простягання. Відомості про вулканічні утвори басейну

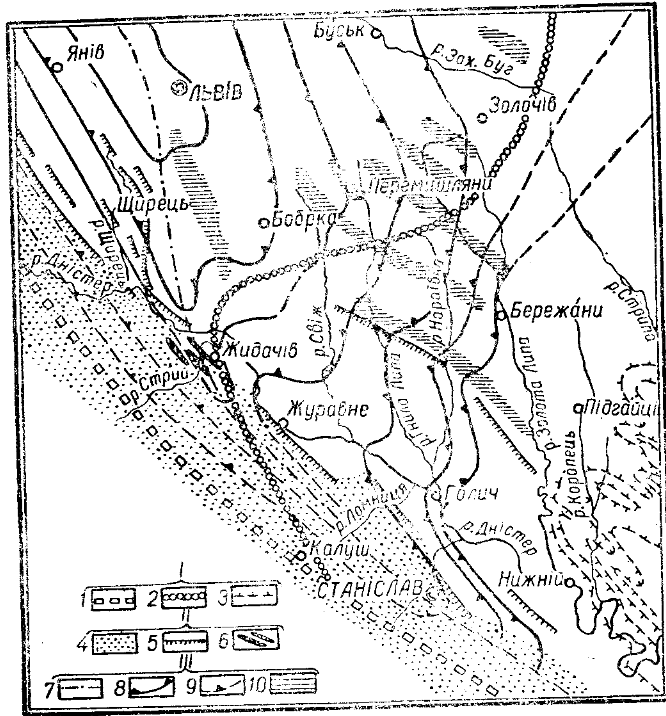


Рис. 54. Схема тектоніки Галицько-Волинської синеклізи (за Д. П. Найдіним, 1953).

I. Структури, що передували утворенню Галицько-Волинської верхньокрейдової мульди: *1* — можливі простягання північно-східної межі передового антиклінорію герцинської складчастої області; *2*—східні границі крайового прогину герцинської складчастої області; *3*—умовні ізогіпси поверхні девонських відкладів Російської платформи. *II.* Структури, що виникли після утворення Львівсько-Люблінської верхньокрейдової мульди: *4*—Карпатський передовий прогин; *5*—флексури, які облямовують зовнішній схил Карпатського передового прогину; *6* — можливі простягання антиклінальних складок на зовнішньому схилі Карпатського передового прогину. *III.* Львівсько-Люблінська верхньокрейдова мульда: *7*—простягання осі мульди; *8*—умовні ізогіпси по різних горизонтальних верхньокрейдових відкладів; *9*—те саме, можливо; *10*—зона підвищених відміток поверхні верхньокрейдових відкладів.

Горині дають Тищецький і М. П. Барбот де Марні, О. П. Карпінський, Блюмель, Осовський, П. А. Тутковський, Й. Семірадський, Й. Морозевич, Кузняр, Малковський, Камінський, Мазурек, Краєвський, Самсонович. Докладні відомості про стратиграфію вулканічних виверженьподала в 1952 р. П. Л. Шульга.

Форми залягання базальту в межах вулканічного району різні.

У районі Олександрії базальт залягає у вигляді жили в сірих палеозойських сланцях, які відслонюються в долині Горині. У кристалічних докембрійських сланцях жила базальту потужністю близько 2 *м* виявлена в околицях с. Губкова. Там вона січе жилу пегматиту.

Одне з найвизначніших відслонень базальту здавна відоме в околицях Берестівця. Відслонення значно розширені у виробках базальту. Базальт утворює окремості, що стоять вертикально або частково зігнуті. Вони п'яти- чи шестикутні, іноді розбиті тріщинами, виповнені кальцитом, халцедоном або продуктами руйнування.

Поверхня базальту носить сліди розмиву і перекрита верствою щільного або щебенистого, з численними уламками кременю, вапняку. Вище лежать верстви крейди туронського віку. Підстелюється базальт товщею вулканічного туфу, потужність відкладів якого перевищує 20 *м*.

Нижня частина базальтової товщі в районі с. Злазного має стовпчасту будову. Великі за розміром окремості поставлені вертикально або зігнуті й видовжені в напрямку схилів лійкоподібних понижень, що спостерігаються в його масі. У нижній частині базальтового покриву виявлені численні тріщини, виповнені кальцито-барито-кременистою масою. У верхній частині відслонення окремості порівняно менші розміром. Вони розміщені у вигляді віял або похилені в різні сторони. На межі верхньої і нижньої частин базальтової товщі розміщені подібні до лійок пониження.

На підставі особливостей будови базальтової товщі висловлено припущення про те, що в Яновій Долині рідинні базальтові лави виверглалися двома фазами, що швидко йшли одна за одною.

Відслонення базальту широко виявлені на берегах Горині в околицях с. Злазного. Поверхня його всюди носить сліди розмиву і вкрита четвертинними відкладами та продуктами звітрювання базальту. Під товщею базальту в Яновій Долині залягають м'які червоні сланці з тоненькими проверстками зеленуватосірого туфіту. У туфітах і, почасти, в сланцях зустрічаються уламки пухирчастої лави, а також уламки магматичних порід. Уламки здебільшого заокруглені і мають яскраві сліди обробки їх водою.

Вважають, що сланці й туфіти відкладалися в морі, поблизу суші, на невеликій глибині. Вони утворилися в ту ж фазу вулканічної діяльності, що й базальти.

На більшій глибині, в районі Янової Долини, виявлено ще два лавові потоки, з яких у першому лава губчата, а в глибшому, числом четвертому,— долеритова.

Поклади базальту під крейдовими відкладами відомі ще в районі сс. Гутвина, Вел. Мидська, Вел. Спіндива, Мутвиці. Поклади долериту описані в районі Гути Степанської; далі базальт виявлено в районі сс. Вирібки і Шиманиська, Вапниці, Довгого Поля, Полиці тощо.

Мінералогічний склад базальтів басейну Горині, за даними С. І. Назаревича, досить одноманітний. У складі базальту Берестівця виявлені: кварц — 13,14%, ортоклаз — 5,56, альбіт — 15,20, анортит — 25,85, діалаг — 14,47, гіперстен — 6,96, магнетит — 11,83, апатит — 0,34, кальцит — 0,20%.

Близький до цього мінералогічний склад базальту з Янової Долини, де в свіжому і звітрілому базальті склад, відповідно, такий: кварц—4,74—17,76%, ортоклаз—9,45, альбіт—17,82—15,72, анортит—25,30—24,46, діалаг — 11,90, гіперстен — 17,39—3,40, магнетит—6,50—0,93, апатит — 0,34—0,16, кальцит — 0,60, гематит — 9,92%.

Хімічний склад волинських діабазів, за тими ж даними, показаний на стор. 311, в таблиці вгорі.

Особливості вулканічних туфів вивчені докладно лише в районі Берестівця. Туф представлений дуже тонкозернистою породою зеленуватого або вишнево-червоного кольору. Мінералогічний склад вулканічних туфів (дані С. І. Назаревича) такий: кварц—15,06%, ортоклаз—22,80, альбіт — 3,67, анортит — 4,17, кордієрит—7,85, гіперстен — 15,10,

Назва сполуки	Берестовець	Янова Долина	Мутвиця	Полиця,
SiO_2	50,46	49,56	49,70	49,62
Al_2O_3	13,63	14,49	12,28	14,67
Fe_2O_3	8,42	4,42	6,83	8,18
FeO	5,61	9,43	5,62	4,15
MnO	0,20	0,17	0,15	0,22
MgO	5,36	5,10	6,19	5,31
CaO	9,24	8,50	10,34	8,81
Na_2O	1,77	2,10	2,12	2,16
K_2O	0,97	1,69	1,38	1,52
H_2O^+	0,61	1,16	1,42	1,69
H_2O^-	1,15	1,31	1,61	1,55
TiO_2	2,32	2,03	1,29	1,40
P_2O_5	0,15	0,20	0,16	0,21
CO_2	0,10	0,28	0,13	0,15
Сума	99,99	100,44	100,22	99,64

магнетит — 3,48, гематит — 9,12, кальцит — 1,80, апатит — 0,67; вода становить 12,68%.

Відповідно до цього, вулканічні туфіти мають хімічний склад, наведений у табличці внизу.

Географічне розміщення вулканогенних порід у басейні р. Горині дає підстави вважати, що рифейські і ранньокембрійські вулканічні процеси були приурочені до розломів кристалічного фундаменту, тобто являли собою тріщинні виверження.

Тріщинні виверження в ранньому палеозої в південно-західній частині Російської платформи мали значне поширення, становили закономірне явище в історії її тектогенезу. Про це свідчить наявність у багатьох місцях вулканічних мас, зокрема в південних районах Білоруської РСР, а також у прилеглих районах Українського кристалічного щита. Вулканогенні продукти відіграють істотну роль у складі осадочних товщ на Подільській плиті.

Назва сполуки	Берестовець	Боцянівка
SiO_2	43,17	56,10
Al_2O_3	14,31	13,07
Fe_2O_3	11,56	5,19
FeO	2,68	1,01
MnO	0,19	0,51
MgO	6, 5	3,01
CaO	2,16	2,03
Na_2O	0,44	2,01
K_2O	3,84	3,68
H_2O^+	6,36	4,20
H_2O^-	6,32	4,43
TiO_2	1,98	0,26
P_2O_5	0,30	—
CO_2	0,79	—
Сума	100,15	

Утворення осадків на обширній території Волино-Подільської плити й Галицько-Волинської синеклізи протягом всієї післядокембрійської історії геологічного розвитку цього краю йшло в складних і мінливих умовах. Однією з важливих причин цієї мінливості були тектонічні рухи. В єдиному процесі розвитку страто- й тектогенезу на Волино-Поділлі простежується певна закономірність, виявлена у послідовних змінах морських і континентальних умов у ході коливальних рухів кори. У невпинному русі мінеральних мас склалися закономірності просторового розміщення верств гірських порід різного походження та складу і закономірності розміщення пов'язаних з ними корисних копалин. Пізнання цих закономірностей сприятиме ширшому використанню мінеральних ресурсів Галицько-Волинської синеклізи й Волино-Подільської плити в інтересах розвитку нашого соціалістичного народного господарства.

РОЗДІЛ VII

ПРИЧОРНОМОРСЬКА ЗАПАДИНА

1. ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА

Причорноморська западина розташована на півдні Російської платформи. Північну межу її становлять крайні відслонення південної частини Українського кристалічного щита, які простягаються, з заходу на схід, у напрямку Кам'янка на Дністрі, Піщана на р. Саврані — правій притоці Південного Бугу, до гирла Чичиклії, на с. Новий Буг, південніше с. Широкого на Інгульці, південніше Нікополя, на Василівку, далі на верхів'я р. Молочної і на схід уздовж південного краю Приазовського кристалічного масиву. Між долиною нижнього Дніпра і р. Молочною Причорноморська низина затокою заходить далеко в межі Придніпровської височини. На схід від Молочної міститься приазовська частина Причорноморської западини. Приазовська низина на протязі між рр. Кальміусом і Міусом вклинюється в південні схили Донецького кряжа. На сході й південному сході приазовська частина Причорноморської западини включає улоговину Азовського моря і межує з *Кубанською* западиною.

На захід Причорноморська западина простягається до долини Пруту, у нижній його течії, і з'єднується з *Карпатсько-Добруджинським прогином.* На північному заході вона межує з зануреною частиною Молдавської плити, що нерозривно зчленована з Волино-Подільською плитою і разом з нею входить до складу *придністровського схилу* Українського кристалічного щита.

На півдні Причорноморська западина обмежовується узбережжям Чорного моря. Вона граничить з Кримо-Кавказьким передовим прогином, структурні риси якого простежуються в Степовому Криму. Зона зчленування південного краю кристалічного фундаменту Російської платформи і Північно-Кримського прогину проходить з заходу на схід південніше Білгорода-Дністровського, Одеси, через Перекоп, південніше узбережжя Азовського моря і далі на схід.

У зазначених межах Причорноморська западина являє собою платформену структуру, кристалічний фундамент якої занурений на відносно незначну глибину. Виняток, можливо, становить лише Добруджинський прогин, де в основі западини лежить герцинський фундамент.

Докембрійський кристалічний фундамент у Причорноморській западині занурений на різну, загалом значну, глибину. Поверхня його похила з півночі на південь, від Українського кристалічного щита в бік Чорного моря. Ця основна риса структури западини встановилася ще на ранніх етапах історії геологічного розвитку Причорномор'я. Певний генетичний зв'язок з нею мають рельєф, склад, розміщення і тектоніка

осадочних товщ, що налягають на кристалічний фундамент. Різниця висот у межах Причорноморської низини не перевищує 100 *м*. Через її простір протікають головні ріки південно-західної частини Європейської території Радянського Союзу. На південному заході її омиває Дунай, по якому проходить державний кордон СРСР і Румунської Народної Республіки. В нижній частині Дунай поділяється на гирла і при впадінні в Чорне море утворює обширну низинну дельту. Ліві нижні притоки Дунаю розливаються обширними озерами—лиманами. Найбільші з них, з заходу на схід: Братеш, Кагул, Ялпух, Катлабух та Китай, а також лиман Кундук у гирлі р. Сарати.

Дністер у межах Причорноморської западини має широку долину з добре виявленими терасами. Особливо значні розміри має так звана тираспольська тераса, складена галечниками, і ряд гіпсометрично нижчих, молодших терас. Нижче с. Біляївки Дністер утворює широкий Дністровський лиман, вузьким гирлом з'єднаний з Чорним морем.

На схід від долини Дністра аж до Дніпра Причорноморська низина має долинно-балковий рельєф. Глибокі балки розміщені рідко. Їх поділяють широкі вододіли. Головні долини дуже широкі, мають високі праві, західні береги. Східні береги нижчі, терасові. Круті береги розчленовані неглибокими ярами і, місцями, ускладнені зсувами. Переважна більшість долин у своїй нижній частині містить великі солоні озера—лимани. Частина лиманів — Хаджибейський, Куяльницький, М.-Аджаликський, В.-Аджаликський, Тилігульський — відмежована від моря пересипами. Деякі лимани, як Березанський, з'єднані з морем протокою. Подібні морфологічні риси Причорномор'я витримуються також у нижній течії Південного Бугу. Широкий Бузький лиман має круті береги, вздовж яких простягається ряд терас із четвертинних відкладів. Верхні яруси їх ускладнені структурними терасами, розміщення яких пов'язане з відслоненнями верств міцніших порід неогенового віку. Структурні тераси особливо численні на берегах Інгулу, Інгульця та їх приток.

Геологічна будова Причорноморської западини, а також і її рельєф дещо міняються на схід від долини Дніпра. Характерну особливість цієї частини Причорномор'я становить степова рівнина, підняття і пониження поверхні якої майже не помітні. В незайманому вигляді південний степ охороняється в ряді степових заповідників. Такі ділянки відзначаються густою трав'яною рослинністю.

Соціалістичне суспільство планомірно змінює вигляд Причорноморського степу, надає йому нових рис. Од краю до краю тепер через степову рівнину простяглися полезахисні лісові смуги, між якими розміщені поля пшениці, соняшника, лани бавовнику тощо. Обширний район на лівобережжі нижнього Придніпров'я вище Каховки характеризується поширенням летучих пісків. Зосереджені вони в межах другої тераси Дніпра і розташовуються окремими аренами. Поклади пісків відзначаються великою різноманітністю еолово-акумуляційних та деструктивних форм і своєрідною рослинністю.

У південній частині, прилеглій до Перекопу, Причорноморська низина має цілком плоску поверхню. Там розміщений найбільший на території УРСР безстоковий район. Нерівності поверхні створюють дене-де розміщені степові блюдця — поди.

Ближче до Азовського моря розчленованість поверхні низини зростає. Невеликі степові річки течуть у широких долинах. У пониззях річки сильно розливаються і часом утворюють обширні лимани.

Західне й північно-західне Приазов'я характеризується загальним зниженням поверхні і значною розсіченістю берегів. Обширний район Сивашів утворює величезну кількість заток, проток, островів, які створюють своєрідні й неповторні краєвиди. Систему Сивашів від Азовського

моря відокремлює вузька Арабатська стрілка. В її будові виділяються три рівні — сучасний пляж, берегові зали і, вище, перша тераса, складена з черепашкового піску, і друга тераса — з лесових суглинків. Східну частину Причорноморської низини від Приазов'я відмежовує широка долина р. Молочної і Молочний лиман. Відокремлений від Азовського моря вузьким пересипом, Молочний лиман — один з найбільших у південно-східній частині УРСР. У долині р. Молочної і на берегах Молочного лиману добре розвинуті тераси. Серед них виділяється евксинська, або каспійська, тераса, що заходить в долину Молочної з узбережжя Азовського моря.

На схід від долини Молочної характер приазовської частини Причорноморської низини міняється. Вона з півдня обходить Приазовську височину і займає вузьку смугу вздовж узбережжя Азовського моря. На всьому її протязі межа Приазовської височини і узбережної низини яскраво виступає в рельєфі. Уступ набагато перевищує рівень низини. Він виположений, вкритий потужним плащем з делювіальних лесових суглинків і місцями знерівнений балками, ярами.

Будова приазовської частини Причорноморської низини не всюди однакова. Неоднаковий і її рельєф. В його будові особливо велике значення має евксинська (каспійська) тераса. Вона у вигляді широкої, цілком зрівненої і злегка похилої до моря смуги поширена на всьому північному Приазов'ї. Над евксинською терасою помітним уступом підвищується більш давній ступінь низини, в будові якого беруть участь червонобурі глини й верхньопліоценові відклади, розмиті в межах евксинської тераси.

В приазовській частині Причорноморської низини великих річок нема. В її межах протікають лише невеликі річки, що беруть початок на Приазовській височині та на Донецькому кряжі. Річки течуть у дуже широких долинах, по дну яких вони виписують круті меандри. У долинах річок добре виявлені три, включаючи заплаву, тераси. Верхня тераса відповідає рівню евксинської тераси, решта — нижчі. Верхня тераса Кальміусу складена галечниками, у гальці яких переважають породи, поширені на Донецькому кряжі.

Причорноморська низина на всьому протязі від Дунаю до Дону обривається до моря високими урвищами. Море інтенсивно розмиває свої береги, активно просуваючись на сушу. Руйнуванню берегів сприяють численні зсуви. Відзначені особливості в однаковій мірі виявлені на узбережжі як Чорного, так і Азовського моря.

У фізикогеографічних особливостях узбережжя моря на схід від долини Дніпра значне місце займають коси. Вони мають вигляд вузьких піщаних насипів, що дуже далеко виступають у море. В Чорному морі коси розміщені між Одеською і Каркінітською затоками. Найбільші з кіс: Кінбурнська, коса-острів Тендра і Джарилгацька. Особливо численні і великого розміру коси розвинуті вздовж північного узбережжя Азовського моря. З заходу на схід це: Арабатська стрілка, коса-острів Бирючий і Федотова коса, Обиточна, Бердянська, Білосарайська й Крива. Усі коси Азовського моря, починаючи з Бердянської, мають серпоподібний вигляд. Звуженими і загостреними кінцями вони повернуті на захід, де розташовуються округлі затоки моря.

2. ДО ІСТОРІЇ ВИВЧЕННЯ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ПРИЧОРНОМОР'Я

Початок вивчення геологічної будови Причорноморської западини поклали праці В. Ф. Зуєва 1781 року. Пізніш загальні особливості цього краю висвітлював П. С. Паллас. У першій половині минулого століття дослідження геологічної будови Причорномор'я провадили

Іваницький, Гур'єв (1835). Перший етап досліджень геологічної будови Причорномор'я завершився дослідженнями М. П. Барбота де Марні, який у 1869 р. опублікував працю «Геологічний нарис Херсонської губ.». У цій праці виділено й охарактеризовано найпоширеніші на півдні УРСР відклади сарматського і понтичного ярусів. Барбот де Марні виділив і охарактеризував б а л т с ь к у с в і т у.

Великі дослідження геологічної будови Причорномор'я розгорнулися в останній чверті XIX і на початку XX ст., коли завершується дореволюційний період наукових робіт у цьому краї. Особливо багато для розуміння геологічної будови півдня УРСР дали роботи М. О. Соколова (1893, 1895, 1896, 1899, 1904), І. Ф. Сінцова (1873, 1883, 1902), М. О. Головкінського, М. І. Андрусова (1917, 1918). У результаті їх досліджень була встановлена стратиграфія кайнозойських відкладів Причорномор'я і висвітлені закономірності розміщення фацій і стратиграфічних підрозділів. Окремі питання геологічної будови Причорномор'я висвітлюються також у роботах О. В. Гурова (1880), М. Крендовського (1880, 1884), І. В. Мушкетова, О. К. Алексєєва (1908, 1916), В. А. Вознесенського (1898), Д. В. Голубятникова (1901), Н. А. Григоровича-Березовського (1915), В. Д. Ласкарєва (1905), В. Д. Соколова (1885, 1895), А. В. Фааса (1904) та ін.

Планомірне вивчення геологічної будови Причорноморської западини здійснюється за радянської влади.

Матеріали про геологічну будову Причорномор'я зібрано в працях Є. С. Бурксера (1916), Р. Р. Виржиківського (1925), Є. А. Гапонова (1922, 1923), В. І. Крокоса (1922, 1927), К. І. Макова (1939), Г. Ф. Мірчинка (1928), Б. В. Пясковського (1933), Ф. П. Саваренського (1929), С. С. Соболєва (1936), М. В. Фремда, І. П. Хоменка (1915, 1922), М. О. Загоровського (1928), Б. Л. Лічкова (1927), М. Соколова, В. В. Богачова (1916), С. Н. Михайловського (1927), П. О. Православлєва (1928), Т. А. Мангікіана (1929), О. К. Каптаренко-Черноусової (1946, 1951, 1953), К. І. Лісіцина (1922), А. Кобилєва (1938), І. М. Лобанова (1940), П. Г. Пантелєєва (1935), М. А. Риженка (1933), К. М. Савич-Заблоцького (1935, 1937), П. М. Чирвінського (1925), І. Я. Яцка, В. В. Степанова, Т. Ю. Лапчик, П. Л. Осауленко, В. Я. Дідковського, Г. І. Молявка, В. Г. Бондарчука та ін.

О. П. Павлов (1925) у зведеній праці про четвертинні і неогенові прісноводні відклади південної та східної Європи наводить великі списки прісноводних молюсків і дає порівняльну схему стратиграфічного розчленування четвертинних відкладів. У Причорномор'ї і Приазов'ї він виділив у складі четвертинної системи *тираспольський ярус*, який пов'язував з риським зледенінням. Значний крок у справі вивчення геологічної історії Чорного моря становила робота А. Д. Архангельського і М. М. Страхова (1932). Вони виділили такі фази у розвитку Чорного моря: *давньоевксинську*, яка відноситься до часу міндельського зледеніння і порівнюється з евксинською фазою М. І. Андрусова, далі *узунларську* фазу, що відповідає міндель-риському інтергляціалу,— відповідно, до рис-вюрмського інтергляціалу віднесено *карангатську* фазу; з вюрмським інтерстадіалом пов'язувалась *новоевксинська* фаза, а з неовюрмським часом — *давньочорноморська*. На Керченському півострові описані тераси, за фауною молюсків давньоевксинського, узунларського і карангатського віку.

Нами (Бондарчук, 1931, 1933) установлено значне поширення на північному узбережжі Азовського моря та в Причорномор'ї тераси з евксинською і каспійською викопною фауною. Порівнюючи морські й континентальні відклади Причорномор'я, ми відносимо до постпліоцену червонобуру глину, виділяємо піщано-галечникові відклади Приазов'я гюнцького часу. Алювій високих Дністровських терас порівнюємо в часі з утворенням верств чауди. Вищі верстви з Didacna crassa E i c h w. ми вважали за евксинські або каспійські і відносили до тираського ярусу. Узунларські та карангатські відклади порівнюємо з вюрмським зледенінням, а новоевксинські і давньочорноморські вважаємо післяльодовиковими.

Ю. Б. Басс (1941) висвітлив особливості крейдових і палеогенових відкладів у басейні р. Молочної.

Є. М. Матвієнко (1947) описала крейдові відклади в північно-західній частині Приазов'я, де вони виявлені трепелоподібною крихкою і щільною породою. Г. І. Попов (1947) писав про межу поширення морських четвертинних відкладів на східному узбережжі Азовського моря. В роботі А. Н. Семенюти зібрано відомості про рельєф південно-східної частини УРСР.

Л. І Карякін (1948) висвітлював мінералогічний склад пісків узбережжя Азовського моря, про які раніш писали П. М. Чирвінський і К. Н. Савич-Заблоцький.

Велику увагу геологів привертає структура Причорноморської западини. За визначенням А. Д. Архангельського у 1923 р., Причорноморська западина становить південну частину Російської платформи. У 1933 р. А. Д. Архангельський і М. С. Шатський включили її до зони передгірних альпійських прогинів. На півдні вони межею западини вважали гірські кряжі Криму й Кавказу.

М. В. Муратов (1949), виходячи з припущення про наявність у Причорномор'ї Перекопського підняття, за власне Причорноморську западину приймає частину, що лежить на захід від нього. Частину, розташовану на схід від Перекопу і виповнену Азовським морем, Муратов відокремлює під назвою Прикубанської западини. Причорноморська западина, за уявленням цього дослідника, має чотири відгалуження: *Прикарпатську* западину на північному заході, *Каркінітську*, або *власне Причорноморську*, на сході, *Волоську* на південному заході і *Альминсько-Варненську* на крайньому півдні. Ці відгалуження розділяє Добруджа і її продовження — Тарханкутське підняття. У межах Причорноморської западини Муратов розрізняє два типи структур: власне Причорноморську западину, як структуру платформену, і Кримський передовий прогин.

Про особливості внутрішньої структури власне Причорноморської западини писало багато дослідників. А. А. Борисов і А. Д. Карасьов (1949) відзначали у верхів'ї р. Рибниці, в районі с. Слобідки, наявність у сарматі обширної плакантикліналі. Складка простягається у північно-західному напрямку на протязі понад 40 *км*, а ширина її понад 10 *км*. Амплітуда складки перевищує 50—60 *м*. На південь від Рибницького підняття розміщена дислокована смуга. Плакантикліналь поблизу с. Володимирського теж простягається у північно-західному напрямку. Вказані автори відзначають дислокації верств у районі північно-східніше ст. Роздільної, а також західніше Миколаєва, Одеси тощо. Тут складчасті структури виявлені по підошві понту.

В. Н. Корценштейн твердить (1951), що в структурі західного Причорномор'я виділяються дві області. Північніше лінії Ясси — гирло Дністра край платформи занурюється під осадочні породи повільно і лежить на глибинах 1200—1600 *м*. На південний захід від цієї лінії кристалічне ложе занурюється круто, до глибини 2000—3000 *м*. На його думку, у верствах осадочних порід диз'юнктивних порушень нема.

В. Н. Корценштейн і В. А. Ситова (1951) повідомляють про верхньосилурійські відклади, виявлені в свердловині західніше Одеси на глибині 897—912,3 *м*. Палеонтологічно охарактеризовані їх верстви лежать на розмитій поверхні потужної товщі червоних залізистих пісковиків і алевролітів. У верхньосилурійських відкладах виявлено

чимало решток організмів, серед яких особливо численні й різноманітні брахіоподи, менш різноманітні остракоди, а корали (ругози й табуляти), голкошкірі й трилобіти поодинокі. За віком ці відклади порівнюють з «могилівською» світою.

Верхньопалеозойські відклади виявлені у свердловинах південної частини Бессарабської височини. В районі оз. Кагулу (Корценштейн, 1952) вони лежать на глибині 486 *м*. Різко дисльоковані верстви перекриті слабо дислокованими пісковиками умовно юрського віку. На підставі решток кордаїтів їх вважають не давнішими за верхній девон і не молодшими від пермо-карбону. В їх складі переважають вапняки, що часто переходять в алевроліти, глинисті, карбонатні, сильно піритизовані, темносірого до чорного кольору, і глини. У нижній частині алевритових вапняків виявлені окремі проверстки кислих ефузивів, представлених зеленуватосірими породами.

І. Г. Підоплічко і К. К. Флоров у 1952 р. виявили у пісково-галечникових відкладах в районі м. Жданова на Приазов'ї рештки оленя, спорідненого з месопотамською ланню.

Нами (Бондарчук, 1946, 1947, 1949, 1950) повідомлені дані про блокову будову кристалічного фундаменту в межах Причорноморської западини. Ми виділили *Сулинський грабен*, що відокремлює масив Добруджі від Бессарабської плити, *Балтську* й *Перекопську западини* та *скиби* північної частини Причорноморської западини — *Нікопольську, Запорізьку* й *Нижньодніпровську*. Окремі блоки кристалічного фундаменту занурені на різну глибину. Залежно від цього потужність і склад осадочних порід в окремих районах Причорномор'я змінні. Північно-східне відгалуження Перекопської западини відокремлює Приазовський масив від Запорізького. Тарханкут, Керченський півострів і Кримські гори ми вважаємо окремими структурами Кримо-Кавказької складчастої зони.

Рештки мікроорганізмів з неогенових відкладів Причорноморської западини описували В. Я. Дідковський (1950, 1951, 1952) і О. К. Богданович.

Скам'янілості макроорганізмів неогену і стратиграфічний поділ неогенових відкладів Причорномор'я висвітлювали Г. І. Молявко (1952), Г. І. Молявко і Н. М. Баранова (1952), Г. І. Молявко і І. Г. Підоплічко (1952). У 1953 р. Молявко запропонував нову схему стратиграфічного поділу верхньотретинних відкладів Причорномор'я, в якій показує характер наверствувань і фаціальний склад їх у таких районах: на вододілах Дністер — Тилігул (Балтська западина), Тилігул — Півд. Буг — Інгул (Нікопольська підземна скиба), Інгула — Інгулець, Інгулець — Дніпро, Дніпро — Молочна (Перекопська западина). Молявко описує морські й континентальні відклади тортонського, сарматського, меотичного, понтичного, кімерійського, куяльницького й акчагильського ярусів.

Палеогенові відклади в межах Причорноморської западини в ряді праць висвітлювали М. М. Клюшников (1951, 1952), М. В. Ярцева (1950). Клюшников, на підставі палеонтологічних даних, приходить до висновку про наявність у південному Побужжі відкладів бучацького, київського, харківського й полтавського ярусів. У межах київського і харківського ярусів він виділяє ще горизонти.

Стратиграфічний поділ палеогену Причорномор'я, на підставі вивчення викопних мікроорганізмів, висвітлює О. К. Каптаренко-Черноусова (1946, 1951, 1953).

Відклади четвертинної системи Причорномор'я та особливості його рельєфу описували А. П. Ромоданова (1952), П. К. Заморій і Г. І. Молявко. П. К. Заморій і Т. О. Ткаченко (1953) відзначають нові знахідки вулканічного попелу у лесових породах на нижньому Придніпров'ї в районі Каховки.

Г. М. Аванесян (1954) у західній частині Причорноморської западини і прилеглих районах Молдавської РСР розрізняв окраїну Українського кристалічного щита, його придністровську й балтську занурені частини, Прикарпатську западину, гряди останців Ставропольсько-Карпатської геоантикліналі в нижньому Придунайї, Добруджу, Придобруджинську юрську западину, узбережні відклади юри і зону ймовірних східчастих розломів (рис. 55).

В. Н. Корценштейн (1953) описує відклади нижнього кембрію, кембро-ордовику, верхнього силуру та палеогену у співавторстві з

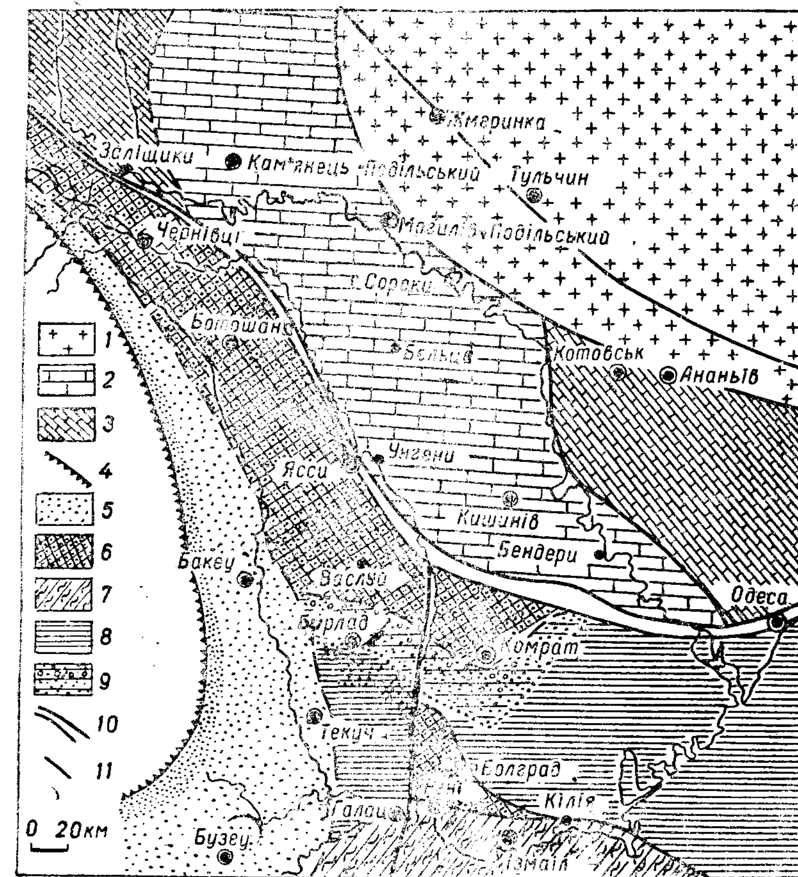


Рис. 55. Схема головних тектонічних елементів Молдавської депресії (за Г. М. Аванесяном, 1954).

1 — Український кристалічний щит; *2* — піднятий блок нижнього палеозою з докембрійським фундаментом; *3* — опущений блок нижнього палеозою з докембрійським фундаментом; *4* — Карпати; *5* — Прикарпатська западина; *6* — гряда останців Ставропольсько-Карпатської геоантикліналі; *7* — Добруджа; *8* — Добруджинська юрська западина; *9* — прибережні утвори юри; *10* — імовірна зона ступінчатих розломів; *11* — лінії розломів.

В. С. Бабай і Печонкіною. Є. А. Краєва на підставі вивчення решток викопних форамініфер порівнює верхньоеоценові відклади Токмацько-Мелітопольського, Одесько-Херсонського і Роздільнянського районів і виділяє в їх межах ряд палеонтологічних зон.

Питання палеогеографії Причорномор'я висвітлюють Г. І. Молявко і І. Г. Підоплічко (1955). М. Я. Рудкевич (1947), виходячи з палеогеографічного аналізу верхньотретинних басейнів, вважає, що Причорноморська западина як область стійкого прогину в неогені не існувала. Він твердить, що в сучасній структурі Бессарабії і південної

частини УРСР використовується полога, хвиляста гомокліналь, у межах якої верстви похилені на південний схід.

Як видно з наведених даних, на питання геологічної структури, характеру наверствувань і історії геологічного розвитку Причорноморської западини є багато різних, часто суперечливих, поглядів. Це результат ще недостатньо глибокого вивчення геологічної будови цієї області, висвітлення якої є завданням найближчого майбутнього.

3. СТРАТИГРАФІЯ

Стратиграфічний поділ осадочного комплексу Причорноморської западини було детально опрацьовано лише для четвертинної системи й неогену, які широко відслонені тут. Відомості про більш давні наверствування, починаючи з палеогену, стали поповнюватися лише в останні роки. Стратиграфічний поділ мезозойських і палеозойських відкладів, виявлених у межах Причорномор'я, обгрунтований ще недостатньо. В геологічній будові цієї западини беруть участь відклади *докембрійські, рифейські, кембрійські, ордовицькі, силурійські, кам'яновугільні, пермські, тріасові, юрські, крейдові, третинні й четвертинні.* Просторове розміщення цих відкладів неоднакове. Частково відслонюються лише кайнозойські відклади.

ДОКЕМБРІЙ

Кристалічний фундамент у межах Причорноморської западини лежить на значній глибині. На підставі геофізичних даних, а також матеріалу ряду свердловин, можна твердити, що поверхня докембрію в цілому знижується з півночі — північного сходу на південь. Поверхня його в районі м. Василівки лежить на глибині близько 100 *м* нижче рівня моря, в околицях ст. Пришиб — близько 160 *м*, у Великому Токмаку — понад 194, в комуні ім. Шевченка близько 223, а в районі с. Якимівки на глибині понад 1200 *м*. У західній частині Причорноморської западини кристалічні породи виявлені в районі с. Гаванос на глибині близько 700, у районі м. Унген на глибині понад 1100 і в районі м. Одеси — понад 1600 *м*.

Дані про склад порід кристалічного фундаменту Причорноморської западини обмежені. Опубліковано відомості лише про особливості кристалічних порід району Одеси. Свердловина в Унгенах виявила граніт типу рапаківі, в с. Гавоносах — граніто-гнейс. Кристалічні породи району Одеси, за визначенням В. С. Бабай (1954), представлені рожевосірим гранітом з ксенолітами видозміненої основної породи і темними шліровими виділеннями. Кристалічні породи свіжі і не мають ознак значного звітрювання. За мінералогічним складом Бабай виділила дві відміни — плагіограніт і мікрокліновий граніт. Плагіограніт, за її даними, має гіпідіоморфну структуру. Основним породоутворюючим мінералом є плагіоклаз, переважно альбіт. Іноді в зернах плагіоклазу трапляються пойкілітові та мірмекітові вростки кварцу. Плагіоклаз у більшості серицитизований; місцями по ньому розвинутий карбонат або епідот. Зерна мікрокліну мають невеликі розміри. Кварц виповнює проміжки між польовим шпатом з хвилястим або мозаїчним згасанням. Біотит має вигляд невеличких пластинок або листочків буруватозеленого кольору. Акцесорні мінерали виявлені у вигляді поодиноких зерен апатиту. Серед вторинних мінералів поширені серицит, хлорит, карбонати й окиси заліза. У масі породи найбільш поширені мінерали становлять плагіоклаз — 67,0%, мікроклін — 8,3, кварц — 23,5, біотит — 1,0, біотит хлоритизований — 1,4%.

Хімічний склад плагіограніту, за даними В. С. Бабай, характеризується так:

SiO_2	72,4	CaO	2,13
TiO_2	сліди	K_2O	4,76
Al_2O_3	16,15	Na_2O	2,26
Fe_2O_3	0,28	P_2O_5	0,07
FeO	0,77	S	0,28
MnO	нема	В. п. п.	0,79
MgO	1,54	Вологи	0,11
		Разом	101,54

Мікрокліновий граніт від плагіоклазового відрізняється відносно більш грубокристалічною структурою, іншим співвідношенням породоутворюючих мінералів та більш однорідним рожевим забарвленням. У складі цього граніту переважають калійові польові шпати, головне — мікроклін (45%) та кварц (31,0%). Плагіоклаз присутній у підлеглій кількості (22,0%). Він виявлений олігоклаз-альбітом № 15. Серед акцесорних мінералів В. С. Бабай вказує окремі зерна циркону, апатиту й ортиту. Рудні мінерали представляє магнетит. З другорядних звичайний серицит. Породоутворюючі мінерали у мікрокліновому граніті такі самі, як і в плагіоклазовому. Найголовніші з них: плагіоклаз — 22,0%, калійові польові шпати—45,0, кварц — 31,0, біотит—0,7, біотит хлоритизований — 0,6, карбонат — 0,3%.

Хімічний склад мікроклінового граніту, за даними цієї ж дослідниці, такий:

SiO_2	72,71	CaO	2,05
TiO_2	нема	K_2O	5,52
Al_2O_3	14,60	Na_2O	2,13
Fe_2O_3	1,63	P_2O_5	0,16
FeO	0,33	S	0,32
MnO	сліди	В. п. п.	0,79
MgO	0,81	Вологи	0,09
		Разом	101,24

З мікрокліновими гранітами пов'язані меланократові шлірові виділення. Обидві відміни граніту Бабай вважає за продукти розкристалізації однієї і тієї ж магми. З їх утворенням мали місце явища асиміляції,— вони відбувались при інтрузії магми і свідчать про близькість покрівлі інтрузиву.

Докембрійський фундамент Причорноморської западини нічим не відрізняється за складом від аналогічних утворень Українського кристалічного щита. Це є частини єдиної докембрійської Російської платформи, південна окраїна якої в пізніші часи була занурена на значну глибину і перекрита потужним комплексом осадочних порід.

ПАЛЕОЗОЙСЬКА ГРУПА

Палеозойські відклади виявлені за допомогою буріння в межах західної частини Причорноморської западини і прилеглих районів Молдавської плити. Залягають вони на різній, переважно значній, глибині. У підошві їх повсюдно залягає докембрійський фундамент. Покривають палеозой в цій області юрські й крейдові відклади. На південний захід від лінії Рені — Вулканешти — Болград, ближче до Добруджі, палеозойські відклади занурені на значно більшу глибину і мають повніший розріз. З наближенням до Дунаю склад цих відкладів міняється, стає подібним до відкладів добруджинського геосинклінального типу. В пониззі Дунаю палеозой лежить на незначній глибині і місцями виходить на поверхню. Крайнє південно-західне відслонення його розміщене в околицях с. Картали на урочищі Кам'яна Гора. Во-

но має вигляд гряди, видовженої майже в меридіональному напрямку. Остання простягається на 250 *м* і місцями утворює скелі височиною до 25 *м*. На Кам'яній Горі відслонюються тонковерствуваті сланці зеленосірого або бурого кольору. В Придунайї виявлено також строкатоколірні відклади.

Відомості про палеозойські відклади Причорноморської западини зібрані в працях О. С. Вялова і Л. Г. Ткачука (1953), Б. С. Соколова (1952), Б. В. Тимофеєва (1952). Стратиграфічне розчленування їх обгрунтовує В. Н. Корценштейн (1952, 1953, 1954).

Рифейська система

В районі Одеси верстви рифейського віку лежать на докембрійському фундаменті незгідно. В с. Мирному вони виявлені в свердловині на глибині 914,5—1611 *м*. За аналогією з давніми наверствуваннями в Придністров'ї ці відклади відносять до могилівської і ушицької світ.

Нижню частину розрізу рифейської товщі Причорномор'я складають верстви сірих аркозових пісковиків. Серед них зустрічаються проверстки строкатоколірних сланців і бурих глин. Загальна потужність аркозової товщі 60—90 *м*. Надаркозова частина рифейської системи Причорномор'я складена з переверствовання сланців, глин і пісковиків бурого, сірого забарвлення або строкатоколірних. В потужній пачці темносірих глинистих сланців виявлені стяжіння фосфоритів. Рифейські відклади поділяють на *нижню* та *середню аргілітові товщі* і *верхню товщу переверствовання*.

В Молдавській РСР відклади рифейської системи за складом дещо відрізняються від рифейської товщі Причорномор'я. Внизу їх виділяється *ефузивно-осадочна молдавська світа*, над нею лежать *нижня* строкатоколірна товща, *продуктивна світа*, що відповідає верхній аргілітовій товщі Одеського району, і *верхня строкатоколірна товща*. На рифейських відкладах півдня УРСР залягають верстви нижнього кембрію.

Кембрійська система

До кембрійської системи зараховуються верстви, що залягають на кристалічному фундаменті, а вгорі перекриваються ордовиком або верхнім силуром. У цьому інтервалі лежить потужна товща теригенних відкладів, що їх В. Н. Корценштейн відносить до нижнього кембрію і кембро-ордовику. У свердловинах, що досягли докембрійського фундаменту, основу осадочного комплексу становить верства конгломерату, в якому виявлено гальку граніту, кварцу, а в межах південних районів МРСР також і чорного сланцю. В частині розрізу теригенної товщі, яку Корценштейн відносить до нижнього кембрію, переважають верстви аркозових пісковиків, алевролітів та сланцюватих аргілітів. Загальна потужність їх 67,5 *м*. Між цим комплексом наверствовань і вкриваючими його відкладами, за Корценштейном, є перерва. Вищерозташовані відклади він відносить до кембро-ордовику. Загальна потужність останнього 625 *м*. У межах кембро-ордовику, знизу вгору, він виділяє: 1) нижню товщу сланцьових аргілітів — 228,0 *м*, 2) нижню товщу переверствовання поліміктових пісковиків, алевролітів та сланцьових аргілітів — 173,5 *м*, 3) верхню товщу сланцьових аргілітів — 134,0 *м* і 4) верхню товщу переверствовання поліміктових пісковиків, алевролітів та сланцьових аргілітів — 93,5 *м*. Важливу особливість складу сланцьових аргілітів нижньої товщі, за даними Корценштейна, становлять численні проверстки (близько 40) туфогенних порід та продуктів їх звітрювання. Вони представлені пелітовими туфітами.

У нижній товщі сланцьових аргілітів виявлені спікули губок.

У пісковиках, верстви яких зустрічаються у товщі сланцьових

аргілітів, теж виявлені уламки ефузивних порід. Ефузивні вулканічні продукти зустрічаються в складі порід нижньої товщі переверствовання поліміктових пісковиків, алевролітів та сланцьових аргілітів. Уламки їх належать, в основному, до кислих ефузивів з мікрофельзитовою структурою; уламки основних ефузивів з псевдосферолітовою і трахітовою структурами трапляються рідко. Вулканічний матеріал виявлено також у складі порід верхньої товщі сланцьових аргілітів.

Серед них В. Н. Корценштейн відзначає наявність решток Receptaculites sp. (?), погано збережених. У верхній частині розрізу цієї товщі іноді трапляються тонкі проверстки кристалічного вапняку. Верхня товща переверствовання поліміктових пісковиків, алевролітів і сланцьових аргілітів має різноманітний літологічний склад. Сильно поширені поліміктові пісковики, алевроліти, конгломерати, сланцьові аргіліти. В цих породах, серед інших складових частин, виявлені уламки ефузивів.

Наявність вулканогенних відкладів і вулканогенних продуктів у складі кембрійської товщі Причорноморської западини має важливе значення. Вона свідчить про те, що в нижньому палеозої на всій південно-західній окраїні Російської платформи відбувалась напружена вулканічна діяльність.

Ордовицька система

Наявність відкладів ордовицької системи в Причорномор'ї обгрунтована ще недостатньо. Умовно до ордовику відноситься виявлена в районі Одеси товща теригенних відкладів, трансгресивно перекрита верствами палеонтологічно охарактеризованого силуру.

Силурійська система

Межа між відкладами силурійської, ордовицької і кембрійської систем у границях Причорноморської западини висвітлена недостатньо.

На підставі палеонтологічних даних В. Н. Корценштейн у район Одеси виділяє силурійські відклади. Серед них поширені, зверху вниз: аргіліти сизуватосірого забарвлення, сланцюваті і з лінзами перекристалізованого вапняку, потім дрібнозернисті вапняки, іноді перекристалізовані, глинисті і внизу поліміктові пісковики з включеннями гравію. В аргілітах і вапняках виявлено (Корценштейн, 1954) скам'янілі рештки коралів Microplasma sp., Halysites catenularis L., з брахіопод Hesperorthis sp., Dolerorthis rustica S o w., Rhipidomella sp., Sowerbyella transversalis W h a l., Pentamerus sp. (ex gr. oblongus S o w.), Atrypa reticularis L. var. orbicularis S o w., Spirifer sp. З остракод зазначаються Leperditia aff. hisingeri S c h m. Відомі також рештки трилобіта Encrinurus sp. На підставі палеонтологічних решток вік вміщаючих їх порід визначається як ландоверський і порівнюється з китайгородським горизонтом верхнього силуру Поділля.

Поверхня верхнього силуру в західній частині Причорноморської западини розмита.

Верхньопалеозойські відклади

Молодші за силурійські відклади в західній частині Причорномор'я поширені лише в районах, прилеглих до Добруджі. Поодинокі відслонення їх зустрічаються в пониззі Дунаю. Стратиграфічний поділ цих відкладів умовний і палеонтологічними даними не підтверджений.

До кам'яновугільної системи відносять зеленуваті тонколистуваті філіти й бурі сланці, які відслонюються на Кам'яній Горі в районі с. Картали. Філіти розбиті численними тріщинами і розсічені жилами кварцу. Сланцьову гряду перетинають дайки порфіриту, товщиною близько 2 *м*. Кам'яновугільні відклади, за даними Корценштейна, ви-

явлені у свердловині району с. Лиманського, де вони представлені чорними алевролітами, переверстованими з чорними вапняками.

Так само умовно до пермської системи відносять пачку верств грубого конгломератоподібного пісковика і глинистих алевролітів, які виявлені над кам'яновугільними відкладами в свердловині району с. Лиманського. У відслоненнях пермські відклади відомі на о-ві Зміїному, розміщеному в Чорному морі на віддалі 40 *км* від берега проти гирла Дунаю. Тут відслонюється товща червоноколірної породи — пісковика, який підстелює тріасові відклади.

МЕЗОЗОЙСЬКА ГРУПА

У геологічній будові Причорноморської западини мезозойські відклади займають значне місце. Поширення їх неоднакове. Найдавніші, тріасові, відклади відслонюються лише на нижньому Дунаї, де вони представлені у фаціях Добруджі. Юрські відклади у відслоненнях не зустрічаються; вони виявлені у декількох свердловинах і поширені в південній частині Причорноморської западини та в Північно-Кримському передовому прогині. Майже повсюдно в Причорноморській западині залягають крейдові відклади. Відслонюються вони лише на західних схилах Приазовського кристалічного масиву.

Тріасова система

У Причорноморській западині тріасові відклади відслонюються на нижньому Дунаї в каменоломнях та на о-ві Зміїному. Крім цього їх пройшли деякі свердловини в межах Переддобруджинського прогину.

Стратиграфічний поділ тріасових відкладів на території Причорномор'я утруднений через недостатню їх відслоненість та відсутність палеонтологічних даних. На правобережжі Дунаю, в північній Добруджі, відомі всі три відділи тріасової системи. Нижній тріас представлений конгломератами, пісковиками, глинистими сланцями. До середнього тріасу відносять верстви доломіту, вапняки різного кольору, епідотові роговики, хлоритові сланці, сірі вапняки, карбонатні пісковики, мергелі, вапнякові брекчії, конгломерат, червоні доломіти й талькові сланці. Верхній тріас у Добруджі складений кварцовими пісковиками, кварцитами й сланцюватими глинами. Верстви тріасу тут сильно метаморфізовані і дислоковані; поширені поклади виверження порід порфіру й діабазу.

За аналогією з наверствуванням тріасу в Добруджі, тріасові відклади на нижньому Дунаї і о-ві Зміїному можуть належати до н и ж н ь о г о, с е р е д н ь о г о і в е р х н ь о г о відділів цієї системи. У каменоломнях на нижньому Дунаї відслонюються вапняки білі, місцями рожеві, щільні й перекристалізовані. Вони переверстовуються з щільними темносірими вапняками бітумінозними, іноді брекчієподібними, з червоним мергельним цементом. У вапняках трапляються палеонтологічні рештки.

На о-ві Зміїному тріасові відклади виявлені переверстованням світлосірих кременистих вапняків з кременистими пісковиками, очевидно середньотріасового віку. Верхню частину розрізу тріасових відкладів на цьому острові представляють темносірі сланці і глини з поодинокими проверстками вапняку верхньотріасового віку.

Юрська система

Відклади юрської системи в Причорноморській западині залягають на значній глибині. У свердловинах вони зустрінуті у південно-західній частині западини, південніше широти м. Одеси. Найглибше юра занурена в районі Дністровського лиману, де поверхня її лежить на

глибинах понад 900 *м* нижче рівня моря. З наближенням до Дунаю поверхня юрських відкладів помітно піднімається. На значно більшу глибину вони занурені в районі Ново-Олексіївки на Приазов'ї. Поверхня їх нерівна. У покрівлі лежать верстви альбського ярусу, а іноді — еоценові або сарматські.

Літологічний склад юрських відкладів у Причорноморській западині дуже різноманітний. Серед них виявлені верстви темносірого, майже чорного, або фіолетового пісковика, глинисті кременисті сланці, мергелі з включеннями ангідриту, глини тощо. В нижній частині їх відомі вулканогенні породи. У Татарбунарському районі вулканогенні породи мають потужність понад 160 *м*. До їх складу входять сильно звітрілі вгорі андезити, нижче туфо-конгломерати і знов андезити, підошва яких не виявлена. Вулканогенні породи відомі також у районі с. Вулканешт. У районі м. Ново-Олексіївки вони виявлені на глибині 2785 *м* під бітумінозними пісковиками.

Юрські відклади Причорноморської западини відносять до нижнього, середнього й верхнього відділів системи. Стратиграфічний поділ цей значною мірою умовний.

Нижня юра. До нижньоюрських відкладів віднесено товщі пісковиків темносірих, майже чорних, або забарвлених у фіолетовий колір і часто кременистих. У районі с. Гаванос вони лежать на глибинах понад 1100 *м*.

Д. Ю. Панченко, за палеонтологічними даними Н. С. Іванової і Л. Г. Дайн та на підставі даних буріння трестів «Укрнафторозвідка» і «Молднафторозвідка», поділяє юрські відклади західної частини Причорноморської западини на відділи: с е р е д н і й — у складі ааленського, байоського і батського ярусів, і в е р х н і й — в складі ярусів келовейського, оксфордського, кімериджського та титонського.

Середня юра. В основі середньоюрської товщі в західній частині Причорноморської западини лежать глини темносірого кольору з проверстками алевролітів. В їх складі виявлені рештки Ludwigia cf. obtusa Q u e n s t. На підставі цих знахідок товщу глин і алевролітів відносять до верхньої частини *ааленського ярусу*. Вищі верстви середньої юри, що складають *байоський* ярус, внизу виявлені глинами темносірого кольору, верствуватими, слюдистими й карбонатними, з проверстками алевролітів сірого й темносірого кольору. Із скам'янілостей в їх складі виявлено рештки кристелярій, нодозарій та спірилін і Posidonia cf. ornata Q u e n s t.

Середню частину розрізу байоського ярусу складають верстви вапняку сірого й світлосірого кольору, часто мармуроподібного з проверстками доломітизованих та піскуватих вапняків і рештками ринхонел, посидоній, Enfalium cf. deniseum P h i l l. та форамінifер. У верхній частині байоського ярусу залягають темносірі слюдисті, карбонатні та піскуваті глини, переверстовані з алевролітами та з черепашками форамініфер і посидоній. Завершуються відклади середньої юри, потужність якої вимірюється примірно 1400 *м*, верствами темносірих піскуватих слюдистих глин, алевролітів та сірих тонкозернистих і щільних вапняків. Цю товщу Д. Ю. Панченко відносить до *байоського* ярусу. Органічні рештки у цих відкладах зустрічаються порівняно часто. Це Lima cf. dublicata S o w., Variamussium personata Z e i t l. Серед решток форамініфер відомі Cristellaria aff. polonica W i s n., нодозарії, глобуліни, епістоміни та ін.

Верхня юра. Відклади верхньої юри найбільш повно виявлені в районі м. Болграда. Це досить одноманітна товща верств, в якій переважають, знизу вгору, глини сірі й темносірі з включенням вуглистої маси та з проверстками алевролітів і вапняків. До північної частини району товщина верств вапняку збільшується. З органічних решток в них

відомі лише черепашки форамініфер, у тому числі Cristellaria ex gr. oppeli S c h w a g., Nodosaria fontinensis T e r q. та ін. Ці верстви Панченко відносить до *келовейського ярусу*. Вищі горизонти верхньоюрських відкладів представляють щільні глини темносірі, буруватотемносірі й буруваточорні з проверстками вапняків та алевролітів і включеннями гіпсу. З органічних решток в них відомі черепашки кардіоцерасів та форамініфер: амодискусів, текстулярій, гломоспір, кристелярій, денталін та інших. На підставі цих палеонтологічних даних перелічені верстви зараховують до *оксфорду*. Верхню частину розрізу юрських відкладів Причорноморської западини складають глини буруватокоричньові з проверстками пісковика, гіпсу, ангідриту й доломіту та з рештками звугленої рослинної маси. Зрідка трапляються проверстки дрібногалькового конгломерату. На підставі знахідок решток макродон ці верстви відносять до *кімериджського ярусу*.

Завершується юрська система відкладів у межах Причорноморської западини *строкатоколірною товщею*, в складі якої дуже поширені верстви глин буруватокоричньового, вохряножовтого й червоного забарвлення з проверстками й гніздами піску та проверстками ангідриту й гіпсу. У строкатоколірній товщі верхньої юри органічних решток не виявлено. За віком її відносять до *титону*. Титонські відклади місцями флішоподібні. Серед них іноді зустрічаються проверстки вулканічного туфу.

У покрівлі юрських відкладів у західній частині Причорноморської западини залягають верстви пісковика і конгломерату верхньокрейдового віку.

Важливу особливість юрської системи Причорномор'я становить наявність в їх складі вулканогенних порід, серед яких відомі андезити, вулканічні туфи й туфобрекчії. Напружена вулканічна діяльність у межах западини становила окрему ланку в обширній зоні вулканізму, що простягалася від Карпат до Кавказу.

З вулканічною діяльністю в Причорномор'ї в якійсь мірі зв'язані виявлені недавно вулканогенні відклади в юрській товщі на північно-західних окраїнах Донбасу і в Дніпровсько-Донецькій западині, у районі Нових Санджарів.

Юрські відклади в Причорноморській западині слабо складчасті, мають загальне падіння з півдня на північ. Ці порушення, очевидно, викликані тектонічними горотворними рухами в Добруджі і в Криму.

Крейдова система

Відклади цієї системи в Причорномор'ї повсюдно залягають нижче рівня ерозії. Відслонюються вони лише на схилах Волино-Подільської плити — в районі м. Кам'янки, на північно-західних схилах Приазовського масиву — у верхів'ях лівих приток р. Молочної, на межі цього масиву з Донецьким кряжем в Амвросіївському районі,— всюди за межами власне Причорноморської западини. На півдні, теж за її межами, крейдові відклади відслонюються на Тарханкутській височині в Кримській області. На території власне Причорномор'я крейда лежить на значній глибині: в західній частині западини, в районі м. Одеси,—480 *м,* в м. Ново-Олексіївці, у східній частині западини,— 1332, на південному борті її, в районі м. Джанкоя,— 1404 *м*.

У покрівлі крейдових відкладів на всій території Причорноморської западини лежать верстви палеогенового віку — палеоценові в околицях Одеси, еоценові в Ново-Олексіївці, палеоценові в Джанкої та на Тарханкуті. У підошві їх виявлені юрські верстви — в Татарбунарах, Сараті, Ново-Олексіївці, та силурійські відклади—в районі Одеси. Потужність крейдової системи в останньому районі—427, у Ново-Олексіївці — понад 1000 *м*.

Стратиграфічний поділ крейдових відкладів Причорноморської западини обгрунтований ще недостатньо. В цілому в складі крейдової системи Причорномор'я виділяють: н и ж н і й в і д д і л — яруси аптський і альбський, і в е р х н і й в і д д і л, з ярусами сеноманським, туронським, коньякським, сантонським, кампанським, маастрихтським і датським. Викопних форамініфер з нижньої крейди вивчала О. К. Каптаренко-Черноусова, з верхньої—О. Р. Конопліна і О. С. Липник.

Нижня крейда. Нижній відділ крейдової системи у західній частині Причорноморської западини представляють верстви голубувато- або коричньовосірої і жовтозеленої глини з проверстками пісковиків. Серед органічних решток у цих відкладах виявлені черепашки кристелярій, аренобулімін, амонітів, парагоплітесів, а також рештки рослин. Цю товщу часто відносять до апту. До альбу зачисляють строкатоколірні глини і верстви темносірих пісковиків з проверстками глини, що лежать вище. З цих відкладів відомі рештки радіолярій, форамініфер, а також черепашки устриць, кардид, пектенів, денталіумів тощо.

О. К. Каптаренко-Черноусова визначила в піщано-глинистих алевролітах верхнього апту чи нижнього альбу Ново-Олексіївської свердловини з глибини понад 2000 *м* таких форамініфер: Globigerina globigerinelliinoides S u b b., G. cretacea d'O r b., Vaginulina truncata R e u s s, Marginulina aff. trunculata (B e r t h.), Cristellaria diademata B e r t h. Вище, в темносірому пісковику, умовно заліченому до середнього альбу, зрідка трапляються Tritaxia tricarinata R e u s s, Gyroidina sp., Cibicides sp.

Аналогічні нижньокрейдові відклади з нечисленними форамініферами, члениками криноїдей та спікулами губок відомі з Якимівської (1020—1118,59 *м*), Чкаловської № 3/5 (410—444 *м*) та деяких інших свердловин. Поширені нижньокрейдові відклади на лівобережжі нижнього Дунаю.

Верхня крейда. До верхньокрейдових відкладів належать верстви мергелю, глин та трепелоподібні породи. Нижню частину верхньокрейдової товщі, яку відносять до *сеноману*, складають верстви білого мергелю з проверстками глини, пісковика, що внизу переходить у пісок. Вище в сеноманській товщі залягають проверстки вапняку і темносірої глини. У мергелі часті численні стяжіння чорного кременю. Зустрічаються викопні рештки устриць, пектенів, грифей, Exogyra conica S o w., белемнітелі, а також черепашки форамініфер Gümbelitria cenomana K e l l., Bolivinita eleyi C u s h m та ін.

Подібні до сеноману відклади *туронського* ярусу Причорномор'я. В його складі переважають верстви зеленуватосірого мергелю, часто крейдоподібного. У районі Присивашшя відомі верстви вапняку. З туронських відкладів відомі рештки Bifarina regularis K e l l. і Gyroidina praeexculpta K e l l.

Надтуронська товща крейдових відкладів, яку об'єднують під назвою сенону, поділяється на окремі яруси лише на основі мікропалеонтологічних даних. *Коньякський* ярус представлений білою пухкою крейдою і сірим вапняком з Bolivinita eleyi C u s h m., Gyroidina exculpta (R e u s s), Gyroidina praeexculpta K e l l., Cibicides thalmanni B r o t z. та ін.

Товща крейди й крейдоподібних мергелів з рештками форамініфер Anomalina infrasantonica B a l a c h m., Planulina schloenbachi (R e u s s) характеризує *сантонський ярус*.

Подібний до сантонського ярусу склад відкладів кампанського, мастрихтського й датського з такими рештками викопних форамініфер: у *кампані* — Orbignyana simplex (R e u s s), O. inflata (R e u s s), Bolivinoides decoratus (J o n.), Anomalina climentiana (d'O r b.), Planulina taylorensis (C a r s.); в *маастрихті* — Pseudouvigerina plummerae C u s h m., Bolivina incrassata R e u s s, B. decurrens E h r e n b., Reussella minuta (M a r s s o n).

На північно-західних схилах Приазовської височини відслонюється трепелоподібна порода, в складі якої виявлено кварц, глауконіт, біотит, рутил та невелику кількість тонкодисперсної кременистої речовини. Окремі відміни її в основному складені з опалу. Хімічний склад крейдових відкладів цього району, за даними М. М. Клюшникова і В. С. Левицького, такий:

	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	CaO	MgO	В. п. п.	Сума
Трепел . .	87,16	5,74	0,30	1,11	0,40	0,83	3,86	99,13
Опоконодібна порода	94,36	1,65	0,09	0,18	0,66	0,37	1,98	99,29

Серед органічних решток з крейдових відкладів на північно-західних схилах Приазовської височини Є. М. Матвієнко (1946) визначила: Ventriculites cf. radiatus M a n t., Coscinopora cf. quincuncialis S m i t h., Pecten cf. asper L a m. та ін.

За віком крейдові відклади Приазов'я належать до сантону-кампану.

Завершується крейдова система в Причорноморській западині верствами зеленуватосірих карбонатних глин у південно-західній частині, сірих мергелів у Присивашші та верствами піскуватих вапняків, зеленуватосірих глин, що донизу переходять у мергелі, з проверстками пісковиків у південно-східній частині западини. Ці наверствування належать до *датського* ярусу; в них поширені рештки таких форамініфер: Heterostomella gigantica S u b b., Bolivina pseudopuschi S u b b., Haudryina retusa C u s h m. та ін.

Характер межі датського ярусу і палеоцену в Причорноморській западині висвітлений недостатньо. Можна гадати, що тут, як і в Криму, крейдові і третинні відклади пов'язані поступовими переходами.

Третинна система

Відклади третинного віку в геологічній будові Причорноморської западини відіграють особливо велику роль. З них палеоген відомий переважно за даними буріння; неоген же відслонюється по річкових долинах майже на всій території північної частини Причорноморської низини, тільки південніше він занурюється на значну глибину.

П а л е о г е н

Нижньотретинні відклади виходять на поверхню лише в окремих місцях вздовж північного краю Причорноморської западини. Вони здавна відомі по долині Південного Бугу, від Вознесенська вниз до гирла Гнилого Єланця, по р. Інгульцю — в районі с. Широкого, у Придніпров'ї між Запоріжжям та Нікополем і нижче, до гирла Базавлука, на північно-західних схилах Приазовського кристалічного масиву. Поширення палеогенових відкладів у зоні зчленування Українського кристалічного щита і Причорноморської западини має певні закономірності. В районах відслонення кристалічного фундаменту та в місцях його неглибокого залягання палеоген лежить безпосередньо на поверхні докембрію. Він виповнює давні нерівності, що збереглися від розмиву. Повсюдно під палеогеном, на докембрійському фундаменті, розвинута потужна кора звітрювання. Нижні горизонти його представлені континентальними утвореннями, серед яких особливо виділяється буровугільна формація бучацького віку. Період континентальних умов тривав від сеноману до середнього еоцену. Пізніше окраїни щита затоплювало море. Продукти руйнування кори звітрювання та континентальних наверствувань бучацького ярусу служили матеріалом для своєрідних мінеральних концентрацій у верствах післябучацького віку, що облямовують південно-західні окраїни Українського кристалічного щита.

Палеогенові відклади мають помітне схилення на південь і південний захід, відповідно до падіння давніших верств, накладених на похилий у той же бік кристалічний фундамент. У межах власне Причорноморської западини палеогенові відклади на заході представлені верствами порід морського походження, від палеоцену до олігоцену включно. На сході нижня частина палеогенових відкладів континентального походження; у найбільш південній частині морські відклади починають формуватися в середньому еоцені; великого поширення набувають верхньоеоценові мергелі, відомі в усій западині.

Палеоцен. Палеоценові відклади в Причорноморській западині виявлені лише в місцях значного занурення кристалічного фундаменту. В районі м. Одеси вони лежать на глибині понад 450 *м*. За даними В. Н. Корценштейна, В. С. Бабай, А. П. Печонкіної (1953), в палеоцені Мирненської свердловини трапляються: Cibicides favorabilis V a s s., Anomalina danica (B r o t z.), A. acuta P l u m m., Siphonina prima P l u m m. Фаціально палеоцен Причорноморської западини споріднений з палеоценом Криму.

Еоцен. Еоценові відклади значно більш поширені порівняно з палеоценовими. В північній частині западини вони виходять на денну поверхню. Південніше еоцен занурений на значну глибину, наприклад, у районі Одеси — понад 330, у Ново-Олексіївці — понад 900 *м* тощо. Еоцен Причорномор'я поділяється на нижній і середній, що стратиграфічно відповідає *канівському* й *бучацькому* ярусам, і верхній еоцен — відповідно *київський ярус*. На сході западини бучацький ярус у північній і південній частинах фаціально зовсім різний. Нижній та, в деякій мірі, середній еоцен на щиті представлений континентальною *буровугільною формацією*. Морськими осадками середній еоцен виявлений лише частково.

У відкладах нижнього та середнього еоцену Мирненської свердловини В. Н. Корценштейн, В. С. Бабай і А. П. Печонкіна виявили рештки нумулітів: N. atacicus L e i m., N. subatacicus D o u v. та ін. і дрібні форамініфери Pulvinulinella granulosa M o r., Asterigerina nõrvangi B r o t z. тощо.

Вугленосні відклади простягаються від Приазовського масиву на південному сході до Житомирської області на північному заході. У Причорноморській западині буровугільна формація облямовує її північну прибортову частину. Це верстви піщано-глинистих порід з численними рослинними рештками й проверстками бурого вугілля. Пласти останнього в ряді районів мають промислову потужність.

На північному борті Причорноморської западини на континентальних відкладах нижнього бучаку залягають морські верстви верхньоеоценового віку. Вони мають мінливий склад. У східній частині западини і прилеглих районах Українського кристалічного щита поширені піщано-глинисті відклади, переважно пісковики з черепашками нумулітів. У більш поглиблених частинах западини і в північних районах Кримської області переважає мергель, переверствований з пісковиками й нумулітовими вапняками.

Органічні рештки у середньоеоценових відкладах зустрічаються часто. У піщаних глинах басейну р. Інгульця, за даними М. М. Клюшникова, виявлені: Ostrea aff. raribamella M e l l., Anomia tenuistriata D e s h., Corbula ficus B r a n d., Cardita divergens D e s h., Pitaria parissiensis D e s h., Arca cf. biangula L a m., Calyptraea aperta S o l., C. suessoniensis D e s h., Turritella carinifera D e s h., T. aff. imbricataria L a m., Cerithium (Serratocerithium) gravesi d'A r c h., Streptochetes aproximatus D e s h., Trochus margaritaceus D e s h.

Таблиця 18

Стратиграфічний поділ палеогену Причорноморської западини
(за М. М. Клюшниковим)

		Крим	Присиваський район	Західний район (на захід від Півд. Бугу)	Східний район (на схід від Півд. Бугу)	Суміжна частина кристалічного масиву	За фауною форамініфер (за Є. Я. Краєвою, А. П. Печонкіною): Західний район западини	За фауною форамініфер: Східний район западини
Неоген		Вапняки, глини і піски 2-го середземноморського ярусу та нижнього й середнього сармату						
Олігоцен	Верхній / Середній / Нижній	Піщано-глинисті глауконітові зеленуватосірі відклади (майкопська світа)		Глауконітові піски, глауконітові і зеленуватосірі безкарбонатні глини, пісковики		Білі й жовті каолінисті піски (низ полтавського ярусу). Зелені глауконітові піски й пісковики (харківський ярус). Марганцеві руди	Верхній, Середній(?): Зона Sphaeroidina variabilis R e u s s, остракодовий горизонт; Зона Spiroplectammina carinata d'O r b. Нижній: Зона примітивних піщаних форамініфер	
Еоцен	Верхній	Зеленуватосірі мергелисті глини з рештками форамініфер, спікулами губок і радіоляріями в верхніх верствах (київського ярусу)				Карбонатні опокоподібні пісковики	Зона Asterigerina i Nonion. Зона піщаних форамініфер і Globigerina bulloides d'O r b.	
		Зеленуватосірі мергелі, які донизу переходять у світлі мергелі з фауною планктонних форамініфер				Зеленуватосірі мергелі	Зона Globigerinoides conglobatus d' O r b. Зона Globigerina apertura C u s h m.	Булімінідова зона. Лягенідо-глобігеринідова зона
		Зеленуватосірі піщанисті мергелі		Піщанисті мергелі, піски	Глауконітові й карбонатні піски з рештками нумулітів та молюсків		Зона Hantkenina alabamensis C u s h m. i Acarinina crassaformis (G a l l. et W i s s l.)	Лягенідо-глоборotaлiïдова зона
	Середній	Нумулітові вапняки й мергелі		Вапняки, пісковики, рідше мергелі з великими нумулітами	Пісковики з нумулітами (місцями)	Піщано-глинисті морські відклади (місцями) Буровугільні відклади	Nummulites atacicus L e y m., N. subatacicus D a u y., N. globulus L e y m., N. guettardi d'A r c h., N. subramondi de la H a r p e, N. planulatus L a m. (?), Discocyclina sp., Opercuina sp., Pulvinullinella granulosa M o r o z., Asterigerina nörvangi B r o t z.	
	Нижній	Темносинювато-сірі мергелі з рештками дрібних нумулітів			Піщано-глинисті вугленосні відклади			
Палеоцен		Щільний мергель і кристалічні вапняки		Мергелі	Зеленуватосірі мергелі і карбонатні пісковики	Відсутній	Anomalina acuta P l u m m., A. danica B r o t z., Cibicides favorabilis V a s s, Siphonina prima P l u m m.	

У басейні р. Солоної до середнього еоцену відносять верстви зеленуватосірої глини, які підстелюють мергелі київського ярусу. Верстви середнього еоцену з басейну Солоної палеонтологічно добре охарактеризовані. У так званому «устричному горизонті», або мергелистих глинах, поширених у басейні цієї ріки, М. М. Клюшников згадує рештки Arca (Barbatia) appendiculata S o w., A. (Barbatia) asperula D e s h., A. (Barbatia) scabrosa N y s t., Cardita domgeri S o k., Chama lamellosa L a m., Ch. calcarata L a m., Cardium aff. granulosum B a s t., Crassatella fuchsi S l o d k., C. sp. (ex gr. plumbea C h e m n.), Pitaria parisiensis D e s h., Corbula rugosa L a m., Tellina cf. rostralina D e s h., Miltha arenaria V i n c., M. elegans D e f r., Lucina ex gr. menardi D e s h., Sunetta cf. multicostata D e s h., Ostrea callifera L a m., O. ex gr. plicata L a m., O. flabellula L a m., O. (Gigantostrea) sp., Gryphaea cf. brongniarti B r o n n, Spondylus radula L a m., Pecten corneus S o w., P. idoneus W o o d, P. bellicostatus W o o d var. orientalis S o k., Vulsella kiewensis S l o d k., Callyptrea lamellosa D e s h., Mesalia fasciata L a m., Terebratulina striatula S o w.

К и ї в с ь к и й я р у с (світа). Відклади київського ярусу в межах Причорномор'я мають морське походження. За літологічним складом вони, у більшості випадків, представлені внизу карбонатними глауконітовими пісками, вище зеленуватосірими мергельними глинами й білим мергелем. Ці відклади більш глибоководні. На прилеглих до Причорноморської западини частинах Українського кристалічного щита мергельний горизонт заміщають мілководні осадки, переважно карбонатні пісковики. Їх іноді виділяють під назвою «воронівської фації», поширеної в басейні р. Південного Бугу. Верхню частину київського ярусу складають білі опокоподібні пісковики з численними рештками викопних молюсків. Цей загальний тип наверствування дещо міняється в окремих районах поширення верхнього еоцену.

По Інгульцю переважають верстви карбонатних пісковиків, піскуватих мергелів, мергельних глин з рештками нумулітів і темносірих глин з черепашками молюсків. На південь від с. Широкого переважають зелені слабокарбонатні глини, мергелі і карбонатні піщанисті глини й піски. У басейні р. Базавлука київський ярус складають мергельні глини рожевого кольору, мергелі світлого забарвлення, жовтуваті глини, детритусові вапняки тощо. Серед викопних решток з верхньоеоценових пісковиків, відслонених у долині р. Мертвовода, М. М. Клюшников перераховує такі форми: Nucula michalski S o k., Arca aff. rugifera K o e n., A. appendiculata S o w., Limopsis cf. costulata G o l d f., Cardium ex gr. röyanum d'O r b., Nemocardium aff. honi N y s t., N. parile D e s h., Cardium (Trachicardium) aff. gigas D e f r., C. aff. comatulum B r o n g n., Crassatella cf. compressa L a m., C. fuchsi S l o d k., Astarte bosquetti N y s t., Cardita cf. borissjaki S o k., C. aff. deltoidea D e s h., C. cf. divergens D e s h. var. enitestita S l o d k., C. cf. tumida K o e n. var. dnieproviensis S l o d k., Lucina (Phacoides) ex gr. menardi D e s h., L. contorta D e f r., Meretrix sulcataria D e s h., Solen plaigiaulax C o s s m., Panopaea (Glycimeris) gastaldi M i c h., Corbula longirostra D e s h., Spondylus cf. tenuispina S a n d b., Pecten idoneus W o o d, P. corneus S o w., P. cf. bellicostatus W o o d var. orientalis S o k., P. aff. subtripartitus d'A r c h., Anomia aff. albestiana N y s t., Ostrea callifera L a m., O. flabellula S o w., Scala (Acrilla) aff. lamberti D e s h., Mesalia fasciata L a m., Newtoniella aff. clavus L a m., Eutritonium aff. reticulosum D e s h., Leptomussa elliptica R e u s s.

За фаціальними особливостями Каптаренко-Черноусова (1951, 1953) намічає в Причорноморській западині три відміни морських верхньоеоценових відкладів: 1) вздовж північних окраїн западини, в районі рр. Південного Бугу та Гнилого Єланця, — мілководні піскува-

ті; 2) на схід від першої відміни — мергелі з підстелюючими їх фосфоритовими пісками, дуже схожі за літологічним та видовим складом фораманіфер до поширених у Дніпровсько-Донецькій западині, але значно більшої потужності (у Мелітополі та інших місцях вона зростає більш ніж удвічі); 3) третя відміна відкладів, поширена на захід від Південного Бугу та Гнилого Єланця, значно більш карбонатна, — за складом фораманіфер вона чимало відрізняється від київського ярусу східної частини і наближається до верхньоеоценових відкладів Криму.

Є. Я. Краєва (1954) по поширенню верхньоеоценових викопних форамініфер у межах Причорноморської западини виділяє окремі райони: східний, або Токмацько-Мелітопольський, південний, або Одесько-Херсонський, і північно-західний, або Роздільнянський. Фаціальні особливості в межах кожного з цих районів (Бондарчук, 1950) були зумовлені диференціальними тектонічними рухами скибової структури кристалічного фундаменту. В кожному з районів намічаються мікрофауністичні зони, які характеризуються своїми відмінними рисами. Наприклад, в Одесько-Херсонському та Роздільнянському районах простежуємо такі зони, знизу вверх: глобороталійова з Hantkenina alabamensis, зона Globigerina apertura, зона Globigerinoides conglobatus, зона Nonion і Asterigerina, яка по простяганню заміщається зоною Globigerina bulloides.

В районі Мелітополя верхньоеоценові відклади без помітної перерви перекривають верстви олігоценового віку. Межа між ними простежується лише за мікропалеонтологічними даними. Так само мало помітна різниця у наверствуваннях еоценового та олігоценового віку в басейні Базавлука і в прилеглих районах.

Верхньоеоценові відклади на південних схилах Українського кристалічного щита і в перехідній зоні до Причорноморської западини мають складний розріз. У районі с. Цибульового на Інгульці та в околицях с. Шаулихи поширені верстви пісковиків. За даними М. М. Клюшникова (1951), *цибулівські верстви* поділяються на два горизонти. Верхній залягає у підошві білих і жовтих горизонтальноверствуватих пісків полтавської світи; решток морських організмів у цих відкладах не виявлено. Нижній горизонт пісковиків підлеглий товщі глауконітових зеленувато-сірих пісків. Це порода нерівнозерниста з глауконітом і лусочками слюди; часто зустрічаються її опокоподібні відміни. В піску між конкреціями пісковиків Клюшников виявив ядро великого наутилуса. Серед інших молюсків у цибулівських верствах, за даними цього дослідника, зустрічаються: Arca cf. sandbergeri Desh., Pectunculus cf. obovatus Lam., P. tenuisulcatus Koen., P. cf. lunulatus Nyst., Cardium (Trachicardium) praeplicatum Slodk., Crassatella deshayessiana Nyst., C. desmaresti Desh., C. koeneni Vinc. var. ukrainica Slodk., C. aff. carcarensis Mich., Cardita aff. domgeri Sok., C. divergens Desh., Lucina aff. contorta Desh., L. ex gr. menardi Desh., Callista (Chionella) sokolowi Slodk., Meretrix cf. incrassata Sow., M. aff. longior Bouss., M. ex gr. regularis Slodk., Panopaea cf. hastaldi Mich., P. heberti Desh., Spondylus cf. tenuispina Sandb., S. septemcostatus Slodk., S. ex gr. bifrons Münst., S. buchi Phill., Ostrea prona Wood, O. aff. multicostata Desh., O. aff. pera Trautsch., Pecten bellicostatus Wood, P. (Chamys) cf. giganteus Slodk., P. corneus Sow., P. ex gr. subdiscors d'Arch., Septifer cf. varincana Rooss., Mesalia (Tomyris) ukrainae Mich., M. fasciata Lam., Cerithium cf. clavus Lam.

Серед перелічених скам'янілостей наявні форми, властиві еоцену, але переважна більшість їх олігоценова. М. О. Мельник визначала вік фауноносних верств як *верхньоеоценовий*. М. М. Клюшников відносить цибулівські верстви до *низів олігоцену*, тобто до харківського ярусу.

В основі олігоценових відкладів на Нікопольщині і в прилеглих районах залягають відклади середнього еоцену — київський ярус, а нижче — середнього еоцену, в складі буровугільної формації, зеленувато-сірих глин і піщано-глинистих відкладів бучаку. Потужна товща київського ярусу на Нікопольщині закінчується верствами глауконітової карбонатної глини, пісковиків та піску. В цих глинах виявлені численні рештки форамініфер та молюсків.

За даними М. В. Ярцевої (1951), склад викопних форамініфер з карбонатної глини різноманітний: Miliolina angularis (d'Orb.), M. aff. austriaca (d'Orb.), M. aff. contorta (d'Orb.), M. nicopolica sp. nov., M. aff. oblonga (Montagu), M. ex gr. seminulum (L.), M. trigonula (Lam.), Vertebralina contracta Terq., Pyrgo (Biloculina) aff. billoides (d'Orb.), Spiroloculina perforata d'Orb., S. aff. grateloupi (d'Orb.), S. ornata Terq. var., Lagena orbignyana (Seguenza), Articulina nitida d'Orb., Nonion ex gr. communis (d'Orb.), N. umbilicatulum (Montagu), Elphidium ex gr. eocenicum Cushm. et Ellisor, E. cynicalis Jenn., Camerina (Nummulites) incrassata de la Harpe, Bolivina aff. advena Cushm., B. ex gr. floridana Cushm., Reussella aff. ferganensis (d'Orb.), Tubulogerina tubulifera (Parker et Jones), Robertina ex gr. washingtonensis Stenley, Discorbis aff. ferganensis (d'Orb.), D. aff. limbatus (Terq.), Rotalia armata (d'Orb.), Discorbis parisiensis (d'Orb.), Epistomaria semimarginata (d'Orb.), Baggina valvulineriaformis Bykova, Valvulineria aff. lamellosa (Terq.), Eponides simulatilis (Schw.), Cibicides carinatus (Terq.), C. ex gr. refulgens (Montf.), C. ex gr. sassei Cole.

Над карбонатними глинами з численними рештками форамініфер лежать глауконітові піски, в яких черепашок форамініфер не виявлено. В них виявлені спікули губок, рештки молюсків. У карбонатних глинах, за визначенням І. А. Коробкова, знайдено верхньоеоценові форми: Barbatia appendiculata Sow., B. biangula Lam., B. aff. asperula Desh., Arca layelly Desh., A. aff. scabrosa Nyst., Chama calcarata Lam., Ch. lamellosa Lam., Miltha (Pseudomiltha) arenaria Vinc., M. elegans Defr., Ostrea (Gigantostrea) rarilamella Mell., Pitaria parisiensis Desh., Crassatella fuschi Slodk., Cr. plumbea Chemn., Vulsella kievensis Slodk., Cardita sp., Corbula rugosa Lam., Calyptraea lamellosa Desh., C. aperta Soland, Trochus aff. margaritaceus Desh., Natica sp., Dentalium sulcatum Desh.

За висновками І. А. Коробкова, карбонатні глини Нікопольщини відповідають фосфоритовим піскам нижньої частини київського ярусу. Це мілководні осадки, які взагалі характерні для еоцену осадочного облямовання Українського кристалічного щита.

Олігоцен. Верстви олігоцену відслонені лише на межі Причорноморської западини і Українського кристалічного щита. З наближенням до осьової частини западини олігоценові відклади занурюються під молодші наверствування і лежать на значній глибині. В західній частині Причорноморської западини вони виявлені на глибині понад 135 *м* нижче рівня моря. У східній частині западини ця глибина досягає 250 *м*. Межа олігоцену з еоценом поступова. В покрівлі олігоцену здебільшого лежать відклади караганського, конкського горизонтів та сарматського ярусу.

До олігоцену в Причорноморській западині належить товща піщано-глинистих відкладів, які залягають на палеонтологічно охарактеризованому середньому еоцені (київському ярусі) і покриваються різними горизонтами міоцену.

В східній частині западини (на схід від Півд. Бугу) вони відповідають майкопській світі кримського розрізу, а в західній — харківському ярусу, дуже поширеному на кристалічному щиті і в Дніпровсько-Донецькій западині. Верхня частина олігоцену, власне низи полтавської світи, спостерігається лише на південних схилах кристалічного щита, в долині р. Конки (Пологи).

Майкопська світа. У складі майкопської світи, особливо в Приазовському та присиваських районах, розташованих в осьовій частині западини, визначено всі три стратиграфічні горизонти: нижній — *хадумський*, середній — *керлеутський* і верхній — *ботегецький*.

Нижній та середній горизонти мають найбільше поширення і досягають південних схилів кристалічного щита. В розрізі вони виділяються досить чітко як літологічним складом, так і за органічними рештками. За віком ця частина майкопської світи відповідає харківському ярусу Дніпровсько-Донецької западини. Верхній горизонт майкопу спостерігається лише в південній частині, а в північній він розмитий. Відсутність органічних решток не дозволяє точно датувати його. Умовно його відносять до верхів олігоцену та низів міоцену (полтавська світа).

На великих просторах Причорноморської западини найбільш виразно виділяється нижня товща, до складу якої входять: знизу — власне хадумський, вгорі — остракодовий горизонти.

Літологічний склад *хадумського* горизонту досить одноманітний. Найбільш типовими відкладами є темнозеленуватосірі сильно піщані глини, які в північному напрямку переходять у глинистий пісок. Досить характерною ознакою цих глин є надто велика слюдистість, а також значна кількість глауконіту. Органічні рештки здебільшого поганої збереженості. Фауна молюсків, за даними М. М. Клюшникова (1952), представлена здебільшого черепашками Nucula compta Goldf. (типова форма для хадумського горизонту Криму і Кавказу і інгулецького горизонту Українського кристалічного щита), ядрами Cardita aff. domgeri Sok. var. schaulichiensis Kuschn., Lucina ex gr. menardi Desh., Pecten sp., Pectunculus sp., Ostrea sp., голками їжаків та спікулами губок. У західному напрямку кількість органічних решток у хадумському горизонті зменшується, і він все більше набуває ознак харківського ярусу в його типовому вигляді.

У долині Молочної, а також на захід до нікопольських плавнів відклади хадумського горизонту містять родовища манганокальциту. Марганценосні відклади облямовують схили південної частини щита. Нікопольська марганцеворудна формація має загальну потужність у кілька десятків метрів. В її складі виділяються верстви підрудні, рудні й надрудні. Підрудні верстви відслонюються в західній частині Нікопольського марганцевого району. Верхню частину підрудної товщі представляє світлозелена «яблучна» опокоподібна глина, завтовшки 1—2 *м*, — вона здебільшого є підошвою рудного горизонту. Рудні верстви Нікопольщини мають незначну товщину: переважно 1,5—3—4, рідше — 5,5 *м*. Ці верстви виявлені піскуватою глиною, де є включення марганцевої руди у вигляді сажі або конкрецій до 25 *см* діаметром. Поряд з рудними включеннями зустрічається галька вапняку й кварцу або руда, переверствована з лінзами грубозернистого піску. Марганцеві конкреції здебільшого округлі, поверхня їх нерівна, будова концентрично шкаралупувата. В центрі конкреції часто бувають зерна кварцу, шматочки безрудної породи, черепашки молюсків, зуби акул і т. ін. У південній частині Нікопольщини рудні верстви у відслоненнях не зустрічаються. Ці відклади досить добре охарактеризовані палеонтологічно. Серед викопних форм М. М. Клюшников називає: Leda cf. perovalis Koen., Arca domgeri Sok., Limopsis rugifera Semper, L. cf. striata Rouault, Pectunculus williamsi Sok., Crassatella cf. woodi Koen., C. koeneni (Vinc.) var. ukrainica Slodk., Astarte pygmaea Münst., Venericardia borissjaki Sok., Abra cf. bosqueti Semper, Modiolaria aff. arcaeformis Cossm., Pecten incurvatus Nyst., P. pictus Goldf., P. arcuatus brocchi var. manganensis Slodk., Pseudamussium (Lissochlamys) tenuiundulatum Slodk., Dymia fragilis Koen., Ostrea quetteleti Sow., Terebratula grandis Blum.,

Modiola micans Braun, Arca cf. biangula Lam., Pectunculus cf. philippi Desh., Crassatella aff. sulcata Sol., Cyprina aff. perovalis Koen., Cytherea incrassata Sow., C. splendida Merian., Panopaea heberti Desh., Lucina aff. heberti Desh., Calyptraea laevigata Speyer, Pleurotomaria sismondi Goldf.

Надрудні верстви на Нікопольщині представлені зеленою глиною. Зрідка глина буває піскувата або з проверстками піску. Органічні рештки в ній зустрічаються рідко. Фізикогеографічні умови в нижньому олігоцені були сприятливі для розвитку марганцеворудної формації на всьому просторі південних схилів Українського кристалічного щита.

Безпосередньо на відкладах хадумського горизонту залягають сіруватозелені мергелисті, дуже слюдяні, іноді тонкопіщані, глини з великою кількістю черепашок остракод, від яких вони й одержали назву *остракодового горизонту*. В цих глинах, особливо у Велико-Токмацькому районі, зустрічаються вкраплення вуглистої речовини, піритові конкреції та окремі кристали піриту. Іноді серед цих глин зустрічаються тонкі проверстки світлосірого з зеленуватим відтінком мергелю, дуже подібного до мергелів київського ярусу. Цей горизонт у басейні Молочної досить сталий як за літологічним складом, так і за кольором. Крім остракод у відкладах цього горизонту, за даними М. М. Клюшникова (1952), трапляються невеликі, здебільшого піритизовані, черепашки пелеципод (Lucina, Arca, Tellina, Cardita), луска й зуби риб, голки їжаків. У північній частині і на північний захід від Велико-Токмацького району відклади остракодового горизонту розмиті.

Відклади середньомайкопського — *керлеутського* — горизонту представлені темнозеленуватосірими, тонкопіщаними, слюдистими глинами, які покривають остракодовий горизонт і пов'язані з ним часом поступовими переходами. В межах описуваної площі ці відклади не мають органічних решток, за винятком спікул губок, а тому їх стратиграфічне місце в розрізі визначено дещо умовно. На відміну від остракодових, глини середнього горизонту майкопу безкарбонатні, більш глауконітові, з досить частими вкрапленнями вуглистої маси. Основними критеріями для виділення їх у розрізі є відсутність фауни та безкарбонатність.

У північному напрямку, особливо в зоні зчленування Причорноморської западини з Українським кристалічним щитом, на її лівобережній частині, стратиграфічний поділ олігоценових відкладів дуже утруднений. Вони переходять в одноманітні глауконітові піски з проверстками пісковиків, в яких органічних решток не трапляється.

Потужність олігоценових — майкопських — відкладів у Причорноморській западині змінна, але по всій площі спостерігається помітне її збільшення на південь, у напрямку осьової частини. Якщо в північних районах потужність не перевищує кількох десятків метрів (20—30), то в Присивашші вона досягає 300—400 і більше метрів. Значно зменшується їх потужність і в західному напрямку, де вони входять до складу харківського ярусу.

Харківський ярус (світа) нижній і середній олігоцен. Літологічний склад верств харківського ярусу одноманітний, переважають верстви глинисто-піщанистих порід. Він тільки дещо змінюється в різних районах Причорноморської западини.

У західній частині западини нижньоолігоценові відклади складені глинисто-піщаною товщею, переважно палеонтологічно німою. В районі Одеси ця товща зв'язана поступовим переходом з підстелюючими верхньоеоценовими відкладами, які перекриваються породами середньосарматського віку. За складом виявлених у середній частині форамініфер Є. Я. Краєва (1954) виділила три мікрофауністичні зони: нижню зону

примітивних піщаних форамініфер, середню — із Spiroplectammina carinata, і верхню — з Sphaeroidina variabilis.

У східній частині Причорноморської западини піщано-глиниста товща нижнього олігоцену так само безкарбонатна і бідна на органічні рештки. З молюсків, за визначеннями М. М. Клюшникова, в ній трапляються: Nucula compta Goldf., Crassatella woodi Koen., Cassidaria buchi Bell., Cardita cf. tuberculata Münst., Dentalium sp. Мікрофауна її вивчена О. К. Каптаренко-Черноусовою та О. С. Овдій, пізніше — Є. Я. Краєвою. Відповідно до західної частини, тут так само виділено три мікрофауністичні зони (Краєва, 1954); дві нижні однойменні з західними, третя — остракодова зона — відповідає західній зоні з Sphaeroidina variabilis.

Полтавська серія. Відклади верхнього олігоцену в Причорноморській западині виявлені в східній її частині майкопською серією. В західній частині на відкладах нижнього й середнього олігоцену залягають міоценові відклади. В ряді районів між ними лежить товща осадків без органічних решток. На південних схилах Українського кристалічного щита і в зоні зчленування його з Причорноморською западиною на харківських відкладах залягають верстви піскувато-глинистих порід, що їх відносять до полтавської серії; вони відповідають майкопу.

Для уточнення стратиграфічного положення і висвітлення умов відкладання полтавської серії велике значення мають особливості залягання цих відкладів у південно-західній частині Дніпровсько-Донецької та в суміжній з нею північно-східній частині Причорноморської западин (Пологи). У відслоненні на правому березі р. Самари між х. Мар'їною Рощею і с. Мерцаловим видно: лесоподібні суглинки, червонобуру глину, — що належать до четвертинної системи; білий дрібнозернистий пісок, у верхній частині цементований каоліном у крихкий пісковик, нижче — сірий, дрібнозернистий пісок з конкреціями кременистого пісковика і рослинними рештками. Ці дві пачки верств належать до полтавської серії. Нижче лежать верстви зеленуватосірого глауконітового глинистого піску. Біля с. Мерцалового, у верхів'ї ярка, білий полтавський пісок у верхній частині переверствовується з глинистими проверстками і є строкатоколірним. Взаємовідношення полтавських пісків з покривними і підстелюючими породами ілюструє свердловина на вододілі біля с. Варварівки, в якій виявлені: 1 — грунт, 2— лесоподібні суглинки, 3 — червонобура глина, 4 — ряба в'язка глина з включенням піску і конкреціями пісковика, 5 — пісок жовтий з конкреціями пісковика, 6 — світлосіра глина з голубим відтінком, 7 — світложовтий дрібнозернистий пісок, 8 — зеленуватосірий глинистий пісок, 9 — синя в'язка глина. Верстви 1—3 — четвертинні. Верстви 4—8 належать до полтавської серії, нижчі верстви — до харківського ярусу.

Стратиграфічне положення рябих глин і полтавських пісків тут цілком таке саме, як і в околицях Києва та в інших районах УРСР. Воно простежується далі на схід, на західних окраїнах Донецького кряжа, де у верхній частині полтавської серії залягають верстви вогнетривких глин та каолінів. Подекуди верстви рябих глин у типовому їх прояві відсутні. Таке спостерігаємо біля с. Благодатного на р. Кашлагачі, по р. Осиковій — лівій притоці р. Вовчої. У першому районі їх заміщає каоліновий, внизу чистий, дрібнозернистий строкатоколірний пісок. По р. Осиковій верхня частина світи теж має дуже яскраве забарвлення, але в складі її переважають міцні кременисті пісковики й кварцити з численними рослинними рештками. Цікаві відслонення верств полтавської серії відомі в околицях с. Зеленого Гаю по берегах р. Середньої Терси. Там під червонобурою глиною виявлені верстви рябої глини з великими конкреціями гіпсу та, нижче, білого дрібнозернистого піску, місцями цементованого каоліном. По б. Вороній біля

с. Мар'їнського (Федорівки) рябі глини залягають у подібних умовах, але мають деякі нові ознаки. На вигляд це порода зелена й зеленуватосіра з різнобарвними плямами та дрібними проверстками вапняку. Вапняк черепашковий, але черепашки всі биті. Товщина цієї верстви близько 1 *м*. Нижче залягає білий, з жовтими смугами, дрібнозернистий пісок. За літологічними ознаками він цілком ідентичний з полтавським. В с. Мар'їнському в білому дрібнозернистому піску виявлено багату фауну викопних середньосарматських молюсків. Отже, білі дрібнозернисті піски за одних і тих же стратиграфічних умов бувають позбавлені скам'янілостей або, навпаки, збагачені ними. При пересуванні на південь, в область Причорноморської западини, у них знаходимо рясну фауну викопних молюсків. Рябі глини, в свою чергу, в одних випадках залягають на німих, а в інших на палеонтологічно охарактеризованих пісках. Такі особливості залягання верств пісків і рябих глин полтавської серії були відомі давно, але дослідники, які цікавилися цим питанням, дійшли різних висновків, в основному сформульованих О. В. Гуровим і М. О. Соколовим.

М. О. Соколов (1894) вважав, що рябі гіпсоносні глини, які залягають над понтичним вапняком, є залишками висихання понтичного басейну. Рябі глини Київщини, Полтавщини й Харківщини Соколов приймав за залишки висихання олігоценового моря. За його висновками, однакові фізикогеографічні умови були причиною надзвичайної подібності всіх цих глин, але зовсім не визначали одночасного їх утворення. Гуров прийшов до висновку, що ярус білих пісків і пісковиків відповідає за часом утворення сарматському і, почасти, понтичному ярусам разом. У міоценовий час він був відкладений на дні мілкого моря, із збідненою фауною, а в пліоценовий період цей осадок, в умовах суші, зазнав звітрення, розмиву, вимивання і відмулювання проточними водами. Рябі глини з частиною розташованих нижче кварцових пісків, на думку Гурова, становлять прісноводні утвори пліоценового часу і відповідають понтичному ярусу. Відкладалися ці глини в закритих водоймах. Н. В. Піменова (1941) підтвердила, що полтавські піски відкладалися в епоху від часу відступу харківського моря до пізнього міоцену. Самі піски є відкладами текучих вод плоскодонного типу в умовах теплого, досить сухого клімату. Близьких до цього думок про походження і вік пісків полтавської серії дотримувалися В. Д. Ласкарев, Б. Л. Лічков, Д. М. Соболєв та ін.

До уявлень Н. В. Піменової можна добавити, що нагромадження відкладів полтавської серії, представленої внизу білими пісками, а в верхніх частинах рябими глинами, відбувалося в умовах плоскої низинної суші, що прилягала до зайнятих в неогені морем просторів. В міру зміщення берегової лінії моря за різних етапів його існування розширювались площі нагромадження відкладів полтавської серії. Вік її в окремих районах різний. На просторах Українського кристалічного щита, де суша почала формуватися ще в олігоцені, услід за відступанням моря харківського віку, відклади полтавської серії мають олігоценовий вік. Повільніше звільнялися від моря прилеглі до щита райони западин, де нагромадження полтавської серії тривало і в пізніші епохи. Тому в багатьох місцях через дуже поступовий перехід не можна встановити різницю між явно полтавськими пісками і палеонтологічно охарактеризованим неогеном. Це видно в басейні Самари, на Криворіжжі, Поділлі та ін.

Область поширення відкладів полтавської серії відзначається своєрідними мінеральними концентраціями і корисними копалинами. Серед останніх відомі родовища вогнетривких глин, вторинних каолінів, динасових кварцитів, бурого вугілля тощо.

Особливо цікаві розсипища і продукти гіпергенезу, пов'язані з полтавською серією відкладів, потребують дальшого поглибленого вивчення.

Неоген

Неогенові відклади на території Причорноморської западини мають значне поширення. За повнотою виявлення вони поступаються лише перед Кримом і, щодо міоцену, перед Волино-Поділлям. В їх складі відомі верстви морського й континентального походження. У розподілі фацій неогену Причорномор'я простежується прямий зв'язок з його структурою. Там, де кристалічний фундамент занурений на більшу глибину і відносно рухливіший, переважають морські відклади. Це спостерігається в межах Перекопської і Балтської западин (Бондарчук, 1950). У районах піднять відносно стійкіших частин фундаменту переважають континентальні відклади, як це спостерігається в межах нижньодніпровського підземного блоку докембрію і на схилах Приазовського кристалічного масиву.

Стратиграфічний поділ неогенових відкладів у Причорноморській западині відбитий в табл. 19.

Таблиця 19

Схема стратиграфічного поділу неогенових відкладів у межах Причорноморської западини і в прилеглих районах

Відділ	Підвідділ	Ярус	Перекопська низина (горизонти)	Балтська низина	Нижнє Придніпров'я	Схили Приазовського масиву
Постпліоцен		Скіфський	Червонобурі глини			
Пліоцен	Верхній	Чаудинський		Балтська дельтова світа		
		Акчагильський				
	Середній	Куяльницький				
		Кімерійський				
	Нижній	Понтичний	Верхній			Полтавська континентальна серія. Білі дрібнозернисті піски. Рябі глини
			Нижній			
Міоцен	Верхній	Меотичний				
		Сарматський	Верхній — херсонський			
			Середній — бессарабський			
			ижній — волинський			
	Середній	Тортонський	Конкський			
			Караганський			
			Чокракський			
			Томаківські верстви (тарханський горизонт)			
	Нижній	Гельветський	Онкофорові верстви			
Олігоцен			Майкопська світа			

Міоцен. На переважно більшій частині простору Причорномор'я міоценові відклади залягають нижче рівня ерозії. Відслонення їх відомі по долинах річок у зоні зчленування Причорноморської западини з південною частиною Українського кристалічного щита.

Гельветський ярус. Найдавніші верстви неогенового віку виявив Г. П. Михайловський в 1903 р. в околицях с. Томаківки. Пізніше нижній міоцен був виявлений у Нікопольському марганцевому районі, на берегах р. Жовтенької в околицях с. Мар'ївки, а також у б. Середній Хортиці. Нижні верстви міоцену в басейні р. Томаківки залягають під сарматом на розмитій поверхні кори звітрювання — первинних каолінах. До них відносять вгорі зеленувату глину, з проверстками піску, і нижче зеленуватий пісок. Загальна товщина верств близько 4 *м*. Органічні рештки в глині — Oncophora socialis Rzed., Cardium cf. cartlicum David., а також черепашки устриць, пектункулюсів, турітель та ін. Від численних тут черепашок онкофор самі верстви дістали назву онкофорових. На думку Б. П. Жижченка, вони належать до низів середнього міоцену. Думку про розвиток нижнього міоцену на Нікопольщині підтримує також М. Ф. Носовський (1952). Він виділяє їх у так звану нікопольську світу, до якої зачислив «яблучні» глини олігоценового віку.

Наявність гельвету в Причорноморській западині заперечує В. Я. Дідковський. До цього ярусу він відносить лише мергелі й глини з прісноводною фауною на південно-західній частині Російської платформи, в районі м. Бучача тощо.

Тортонський (або другий середземноморський) ярус. Верстви, що їх відносять до тортонського ярусу, виявлені в окремих ізольованих районах. У складі ярусу виділяють верстви тарханського, чокракського, караганського й конкського горизонтів. Відклади *тарханського горизонту*, або так звані *томаківські верстви*, відомі лише в басейні р. Томаківки. Вони представлені зеленуватими глинами, що чергуються з тонкими верствами мергелю та вапняку. По б. Середній Хортиці в зелених глинах трапляються проверстки грубозернистого піску з галькою. У покрівлі томаківських верств лежать сарматські відклади. Підстелює їх первинний каолін. Органічні рештки з томаківських верств вперше описував Г. П. Михайловський, який визначив багато форм їх. Б. П. Жижченко в 1940 р. вказав на неточність окремих визначень Михайловського. Для тарханського горизонту Нікопольщини, за визначенням Жижченка, характерний такий комплекс викопних форм молюсків: Ostrea gryphoides var. gingensis Schloth., Pecten domgeri de Sar., Nucula nucleus L., Arca lactea L., Chama gryphoides L., Loripes dentatus Bast., Cardium platowi Bog., Venus ukrainica Mich., Tapes vetuloides Mich., Ervilia trigonula Sok., Lutraria primipara Eichw., Meretrix rudis Poli, Corbula gibba Olivi, Lucina dentata Bast., Tellina compressa Brocc., T. donacina L., Buccinum incrassatum Müll., Murex coelatus Grat., Cerithium scabrum Ol., Vermetus intortus Lam., Turritella sokolovi Mich., Mohrensternia inflata Andrus., Natica millepunctata Lam., Trochus patulus Brocc., рештки баланусів та крабів.

До тарханського горизонту тортону М. Ф. Носовський зараховує нижню частину томаківських верств, поширених на Нікопольщині. Там вони виявлені пісковиками, рідше — глинистими породами, а північніше — піщано-карбонатними верствами з численними рештками викопних молюсків, перелічених вище.

Думку про тарханський вік томаківських верств сс. Томаківки, Мар'ївки, Бабурки (Бурвальда) та Запоріжжя поділяє Г. І. Молявко.

У томаківських відкладах с. Томаківки В. Я. Дідковський виявив численні рештки фораміфер Nonion tuberculatum (d'Orb.), Elphidi-

um macellum (F. et M.) та ін., черепашки остракод, голки морських їжаків тощо і на підставі цього приймає вік їх верхньотортонським.

Отже, через недостатню палеонтологічну обгрунтованість вік томаківських верств лишається спірним.

Молодші за томаківські, верстви *чокракського горизонту* в межах Причорноморської западини виявлені ширше. Вони відомі на Нікопольщині, на лівобережжі нижнього Дніпра в районі Каховки, Степанівки, Нової Білозерки та в Присивашші. На лівобережжі нижнього Дніпра чокракські відклади представлені верствами вапняку, пісковика й піску. В районі Нової Білозерки до цього горизонту належать верстви глини з проверстками мергелю та дрібнозернистих пісків. У Присивашші переважають піски з дрібною кварцовою галькою. Серед органічних решток, характерних для чокракського горизонту району Каховки, Г. І. Молявко (1953) перераховує: Arca (Anadara) cf. turonica L., Mytilus sp., Cardium aff. pseudomulticostatum Zhizh., Loripes cf. dujardini Desh., Dosinia sp., Tapes tauricus Zhizh., Potamides cf. biseriatus Friedb., Turritella sp. Серед викопних молюсків чокракського горизонту Нікопольщини М. Ф. Носовський згадує Corbula gibba Ol. var. curta Loc., Ervilia pusilla Phill. var. leptotachea Zhizh.

В. Я. Дідковський на підставі вивчення викопної мікрофауни вважає, що відкладів чокракського горизонту на пониззі Дніпра немає.

Відклади чокраку на всьому лівобережжі нижнього Дніпра залягають під верствами *караганського горизонту,* наявність якого в Причорноморській западині відзначали ще І. Ф. Сінцов (у с. Новому Рогачеку) і М. О. Соколов (у Мелітополі та Копанях). Тепер верстви караганського горизонту відомі на Приазов'ї — в с. Покровському, далі на захід до Каховки, Миколаєва і Тилігульського лиману.

У покрівлі караганського лежать верстви конкського горизонту, або сарматські відклади. Підстелюють його чокракський горизонт, палеоген, а то й докембрій. Склад порід караганського горизонту Причорномор'я змінний. У східній частині западини переважають верстви піщано-глинистих та карбонатних порід. У районі Каховки відомі відклади глинистих порід з проверстками мергелю і оолітового вапняку. На Арабатській стрілці і Бирючому, за даними Г. І. Молявка, верстви вапняків караганського горизонту підстелені відкладами конгломерату, що лежить на розмитій поверхні майкопських глин. У північних районах поширення караганського горизонту на лівобережжі нижнього Дніпра розвинуті піщано-глинисті відклади з проверстками черепашника. В Нікопольському районі до нього відносять верстви сірозеленуватої глини з домішкою піску й уламків кристалічних порід. На заході поширення відкладів караганського горизонту, в басейні Тилігулу, біля с. Калинівки, виявлені верстви глинистих пісків та глини.

Органічні рештки у відкладах караганського горизонту зустрічаються часто, але вони одноманітні. Переважають черепашки спаніодонтел: Spaniodontella opistodon Andrus., S. pulchella Baily, S. umbonata Andrus., S. aff. andrussovi Toula, S. squamigera Andrus. На цій підставі відклади караганського горизонту ще часом виділяють під назвою *спаніодонтелових верств.*

З караганських відкладів лівобережжя нижнього Дніпра Г. І. Молявко згадує: Spaniodontella pulchella Baily, S. umbonata Andrus., S. opistodon Andrus., Mohrensternia cf. barboti Andrus., Potamides (Cerithium) mitralis Eichw., Ervilia trigonula Sok., Barnea ustjurtensis Andrus.

Верхній горизонт тортонського ярусу — *конкський* — відносно найбільш повно досліджений. Його виділив М. О. Соколов у 1899 р. по б. Скотоватій в басейні р. Конки. Далі на схід конкські відклади виявлені в ряді місць на південь від сс. Нової Василівки та Райківки.

На правобережжі нижнього Дніпра відклади конкського горизонту поширені вузькою смугою від Нікополя до Очакова. Біля гирла б. Скотоватої на лівому березі вище с. Веселого вони представлені в нижній частині відслонення блакитнозеленою глиною і дрібнозернистим глинистим піском, верствою близько 4 *м* завтовшки. Вище лежить товща сірого й буруватосірого, грубозернистого, косоверствуватого піску товщиною коло 5 *м.* У верхній частині товщі піску є стяжіння іржавобурого крихкого пісковика та включення скам'янілої деревини. Вкриваються піски тонкою верствою сірої піскуватої глини. В міру підняття догори пісок переходить у карбонатну піскувато-глинисту породу з рештками молюсків, серед яких переважає Venus konkensis Sok. Нижні верстви косоверствуватого піску належать до полтавської серії палеогену. У верхній частині конкського горизонту залягають верстви брудносірого, зеленуватосірого та зеленуватобурого грубозернистого піску з домішкою мулу і глинистих часток. Товщина всього горизонту близько 2 *м.*

У пісках конкського горизонту складові частини недостатньо відсортовані. Кварцові зерна мають недосконалу форму і нерівну поверхню. Зерна піску, як і черепашки молюсків у ньому, вкриті зеленуватобурою плівкою, що в процесі звітрювання переходить у жовтобуру. Вона складається з мулисто-глинистих часток і цементує окремі частини породи. З конкських відкладів Соколов наводить такий список скам'янілостей: Anomia aff. ephippium L., Pecten sp., Congeria sandbergeri Andrus., Spaniodontella nitidus Reuss, Cardium andrussovi Sok., C. scyloticum Sok., C. praeplicatum Hilb., C. aff. obsoletum Eichw., Dosinia exoleta L., Timoclea konkensis Sok., T. basteroti Desh., Tapes vitalianus d'Orb., Donax rutrum Sok., Ervilia trigonula Sok., E. podolica Eichw., Mactra basteroti Mayer, Corbula michalskii Sok., C. gibba Ol., Loripes dentatus Bast., L. ornatus Ag., Syndesmya alba Wood, Pleurotoma sinzovi Sok., Murex cf. craticulatus L., Nassa dujardini Desh., N. nodosocostata Hilb., Cerithium aff. procrenatum Sacco, C. nodosoplicatum Hörn., Bittium reticulatum da Costa, B. deforme Eichw., Mohrensternia inflata Andrus., Hydrobia aff. tournеri Sandb., Pyrgulina roxolanica Sok., Tornatina melitopolitana Sok., T. lajonkaireana Bast. та ін.

Серед викопних решток молюсків з конкського горизонту зустрічаються представники як тортонського, так і сарматського віку. На думку М. О. Соколова, цей горизонт відкладався в опріснених затоках тортонського моря.

Конкські відклади дуже поширені також на правобережжі нижнього Дніпра. За даними М. Ф. Носовського (1953), до названих відкладів у цьому районі належать дрібнозернисті піски яскравозеленого кольору внизу, а вище — зелені й світлозелені піскуваті мергелисті глини. Їх підстелюють голубуватозелені глини караганського горизонту. Із скам'янілостей Носовський перелічує: Barnea sinzovi Ossip., B. pseudoustjurtensis Bog., Barnea sp., Pholas sp., Terebralia bidentata (Defr.), Cerithium gubkini Ossip., Potamides biseriatus Friedb., Potamides sp.

У верствах зелених і світлозелених піскуватих глин типова для конкського горизонту фауна молюсків включає, за даними цього ж дослідника, такі форми: Congeria sandbergeri Andrus., Modiolus incrassatus d'Orb., Tapes vitalianus d'Orb. var. infrasarmatica Andrus., T. secundus Bog., Loripes dentatus Bast., Ervilia trigonula Sok., Timoclea konkensis Sok., Cardium andrussovi Sok., Corbula gibba Ol., Cerithium gubkini Ossip., Potamides nodosoplicatus Hörn., Hydrobia sp. та ін.

Конкські верстви в останній час переглядаються заново. Відклади з конкською фауною с. Веселянки виділяються під назвою *веселян-*

ських верств. Відклади з багатою викопною стеногалінною фауною молюсків належать до *сартаганських* верств. За даними Г. І. Молявка, стеногалінні форми виявлені в районі Каховки, де вони лежать на *фоладових* (*картвельських*) верствах.

Сарматський ярус. Відклади цього ярусу в межах Причорноморської западини мають дуже велике поширення і з неогенових відкладів найповніше тут представлені. На всю свою потужність вони відслонюються лише в північних районах западини, на південь же повільно занурюються. У Перекопському степу верстви сарматського ярусу лежать на глибині понад 100 *м* від поверхні.

За палеонтологічними даними і літологічним складом сарматський ярус у Причорноморській западині, як і в Криму, ділиться на три горизонти: нижній, середній і верхній. Підстелюють нижній сармат відклади конкського горизонту і, місцями, давніші утворення. Вкривають його відклади меотичного ярусу. Поширення сармату на території УРСР дуже значне. Крайня місцевість на північному заході, де виявлені сарматські відклади, — східна частина районів Мирогощі, Здолбунова, Ровна. Звідси сармат широкою смугою простягається на південний схід, з заходу обходить Український кристалічний щит. Межа поширення сармату проходить у напрямку Ровно—Славута—Шепетівка, далі до Судилкова, південніше Полонного, на схід від Любара, на захід від Сальниці, на південний захід від Вінниці; далі сармат поширений у напрямку ст. Гумenne — Межигірка — Юркінці — Дашів — на південь до сс. Кузьмина, Ладижина, Соболівки. Там відклади сарматського ярусу поширюються на лівий берег Південного Бугу в районі Гайворона. На лівобережному Побужжі східна межа поширення сармату проходить від Гайворона на ст. Юзефівку, Грушки, Синюху, де повертає до Первомайська на Костянтинівку, Трикрати, Базилевичі й Березівку. Від Березівки північна межа сармату йде на північний схід до ст. Висунь, х. Девладове і, паралельно, на південь від залізниці, до м. Дніпродзержинська. На лівобережжі Дніпра сарматські відклади розміщені на південь від лінії Одинаківка — Надеждівка (на правому березі р. Самари) — Покровське і до с. Янісоля, де вони відомі на правому березі р. Сухі Яли. Від с. Керменчика межа сармату тягнеться на південний захід, з півночі обходить Приазовський кристалічний масив у напрямі Святодухівка—Межиріч—Пологи, не доходячи до с. Скелюватого, повертає на південь і на широті Мелітополя йде на схід в обхід кристалічного щита з півдня. У Приазов'ї північна межа поширення сармату проходить з заходу на схід через Миколаївку, ст. Трояни, Ново-Спасівку, Сартану і далі на північний схід в напрямку ст. Квашин Таганрозької залізниці. В басейні р. Самари межу сарматського ярусу не можна вважати остаточно встановленою: тут сарматські відклади заходять далеко на північ у межі Дніпровсько-Донецької западини. Морські відклади міоценового віку, на думку деяких дослідників, поширені до Харкова, де вони виявлені в районі сс. Сивашів, Олексіївки та ін. У полтавських пісках району Києва (с. Ново-Петрівці) виявлені черепашки уніонід і дрейсен. Вік цих відкладів визначають від бурдигалу до конки включно (М. М. Карлов, Н. А. Ремізов, Г. І. Молявко та ін.). Зокрема, в басейні Самари великий інтерес становлять взаємовідношення сарматських пісків з пісками, що їх відносять до полтавської серії.

Окремі горизонти сарматського ярусу в межах Причорноморської западини характеризуються такими особливостями.

Нижній сармат. Верстви нижнього сармату поширені в північному Приазов'ї, між долинами Молочної і Дніпра до Запоріжжя, на захід— до Інгульця, південніше Кривого Рога — до Одеси.

Велике поширення має нижній сармат у Молдавській РСР та в Придністров'ї.

Загальна потужність нижнього сармату 2—15 *м*. У Приазов'ї вона збільшується до 60, а на південному заході МРСР — до 100 *м*.

У підошві сарматських відкладів залягають верстви тортонського ярусу або безпосередньо докембрійський кристалічний фундамент. Іноді в його основі на Нікопольщині, у Василівському і Великотокмацькому районах лежать вугленосні породи з рештками прісноводної та наземної фауни молюсків.

У складі нижнього сармату поширені верстви піску, сірозеленої глини, вапняку і, іноді, мергелю. Найчастіш серед них зустрічаються



Рис. 56. Пісок з черепашками молюсків. Нижній сармат с. Веселянки, басейну р. Конки. (Фото В. Я. Дідковського).

піски (рис. 56). Глина нижнього сармату переважно темного забарвлення, сланцювата. На схід, у Приазовському районі, потужність темної глини дуже збільшується і з її верствами пов'язані родовища газу.

М. О. Соколов (1889) вважав, що горючий газ на Мелітопольщині утворився внаслідок розкладання організмів, похованих у згаданих верствах. У 1935 р. Ю. О. Косигін твердив, що горючий газ у сарматських відкладах має вторинне залягання. Він утворився у давніших, палеогенових відкладах, з якими пов'язані родовища бурого вугілля у бучацькому ярусі. Горючий газ пробився з більш глибоких горизонтів і затримався в запечатаних глинами верствах сармату. Проходив газ із глибин жерлом викопної сопки. А. А. Ханін (1948) доводив, що бурові роботи, проведені в районі комуни ім. Шевченка, північніше Табульського лиману, не підтвердили уявлення Ю. О. Косигіна про наявність викопної сопки. Походження самого горючого газу, за висновками цього дослідника, складне. Нагромадження газоносних верств, на його думку, відбувалося в гирлі річки, яка зносила у Табульську затоку різні відклади. Тоді утворилися чорні сарматські глини, які містять до 3,5% органічної речовини. В цих глинах, при розкладі органічної маси і утворився метан, який має первинне залягання. Вторинні, менш значні, родовища метану є в кімерійських відкладах.

На схід від Мелітопольщини, в районі Жданова, під чорними, сильно бітумінозними, глинами нижнього сармату лежить верства пе-

ремитих грубозернистих пісків з галькою та численними черепашками молюсків.

Серед верств вапняку нижнього сармату зустрічаються черепашкові, моховаткові й верметусові. Вони залягають проверстками серед пісків і глини або під верствами глини.

У західній частині Причорноморської западини, особливо в межах Молдавської плити, в складі нижнього сармату переважають верстви вапняків, мергелів та глин. Характерні для горизонту оолітові ніздрюваті вапняки з включенням битих черепашок. Значне поширення мають також серпулево-моховаткові вапняки, що виповнюють нерівності у рифових вапняках тортонського віку і самі часто складають тортрові гряди. Нижні верстви часто виявлені щільним вапняком і переверствовуються з піском, глиною, пісковиком і мергелем; останній забарвлений переважно у сірий колір. Вони здебільшого гіпсоносні.

Нижньосарматські відклади всюди багаті на органічні рештки, серед яких відомі черепашки викопних форамініфер, молюсків, а також рештки рослин.

Серед нижньосарматських форамініфер В. Я. Дідковський (1950) перераховує: Miliolina reussi B o g d., M. aff. collaris (G e r k e), M. consorbina (d'O r b.), Miliolina sp., Articulina sp., Nonion subgranosus (E g g.), N. depressulum (W. et J.), N. aff. punctatus (d'O r b.), Elphidium macelum (F. et M.), E. cryspum (L.), E. aculeatum (d'O r b.), E. fichtellianum (d'O r b.), E. josephina (d'O r b.).

З молюсків найбільш характерні: Modiola sarmatica G a t., Arba reflexa E i c h w., Mactra eichwaldi L a s k., Cardium lithopodolicum D u b., C. sarmaticum B a r b., C. gracile P u s c h, C. praeplicatum H i l d., Ervilia dissita E i c h w., E. dissita E i c h w. var. andrussovi K o l e s., E. dissita E i c h w. var. macrodon A n d r u s., E. trigonula S o k., Tapes vitalianus d'O r b., Donax dentiger E i c h w., Calliostoma sp., Duplicata duplicatum S o w., Cylichia melitopolitana S o k., Tornatina okeni E i c h w., Cerithium mitrale E i c h w. і ряд інших.

Особливо цікавий склад органічних решток у нижньосарматських відкладах на південних схилах Донецького кряжа в районі Амвросіївки. В основі сарматського ярусу біля с Олександрівки залягають верстви глин, в яких виявлені рештки Ervilia podolica, E. trigonula, Solen subfragilis, Donax dentiger та ін. і, що особливо важливе, численні рештки рослин. Верстви глин з рослинами залягають в таких умовах. У підошві третинних відкладів лежить крейдовий мергель; на розмитій поверхні його залягає потужна товща світлого або білого кварцового піску з проверстками пісковика й глини. Південніше, у басейні р. Кринки, у верхній частині піщано-глинистого комплексу виявлені верстви сарматського вапняку. На захід від долини цієї річки світлий піщано-глинистий комплекс непомітно переходить у відклади полтавської серії, з якою утворює єдину формацію. Глини з рештками рослин залягають у верхній частині піщаної товщі і перекриті червонобурою глиною. Товщина їх досягає 5 *м*. Це тонковерствувата порода світлосірого кольору. Рослинні рештки, переважно відбитки, містяться по площинах наверствування глин. За визначенням Н. В. Піменової (1954), викопна рослинність представлена деревами, найчастіше з опадаючим листом. У тодішніх лісах були поширені також і вічнозелені рослини, але вони не відігравали істотної ролі. Викопні хвойні дерева у нижньосарматських відкладах в Амвросіївському районі не виявлені. Серед листяних дерев тут переважають рештки бука і каштана. Викопні дуби також дуже поширені, є їх понад 20 видів. Трапляються форми, близькі до сучасних, і такі, що поширені у східній Азії, аж до її тропічних широт. Відома значна кількість представників родини березових. Зрідка зустрічається горіх, вільха, граб. Багато тут представників родини розових, далі—бобових. Тополі у викопній флорі Амвросіївки трапляються рідко, а вербові майже відсутні. Характерною особливістю складу викопної рослинності з нижнього сармату на південних схилах Донецького кряжа є велике поширення і велика різноманітність кленів. Знайдено поодиноких представників лаврів, магнолій, фікусів, персей; зрідка знаходять рештки осок, комишу, водоростей.

За висновком Н. В. Піменової, викопна рослинність Амвросіївського району належить до типової тургайської флори, яка зберігає в своєму складі елементи рослинності полтавського, більш раннього, типу.

На думку А. М. Криштофовича, флори з опадаючим листям розвинулися на сході і, в міру зміни клімату, поступово поширювались на захід. Одночасно тропічна рослинність під впливом похолодання просувалась на південний захід, поступаючись перед вихідцями зі сходу. Деякі елементи полтавської рослинності затримувалися, пристосовувались до нових умов і становили домішки до тургайської флори. На прикладі викопної рослинності з третинних відкладів УРСР можна простежити послідовність змін флори: вимирання тропічних форм — пальм, дріофілюмів, лаврів та інших представників рослинності полтавського часу, яка була дуже поширена в палеогені. За твердженням Піменової, перші з'явлення представників тургайської рослинності — кленів і тополь — відомі в складі викопної флори з Шестеринців, де багато ще представників тропічної рослинності.

Амвросіївська флора — вже типова тургайська, субтропічні представники в її складі збереглися в незначній кількості.

Як видно з наведених даних, нижньосарматський час є перехідним у розвитку фізикогеографічних умов третинного періоду. Тоді завершується тривалий етап тропічних і субтропічних умов, настає різкіший поділ температури за сезонами року, а далі похолодання, що в четвертинному періоді завершується зледенінням великих просторів в Європі.

Середній сармат. В складі неогенових відкладів на території УРСР верстви середньосарматського віку мають найбільше поширення.

Перехід до них від нижньосарматських верств непомітний. Поза межами поширення нижнього сармату середньосарматські відклади трансгресивно налягають на давніші верстви різного віку. На західних, південно-західних і південних схилах Українського кристалічного щита середній сармат часом залягає на докембрії. В середньому сарматі трансгресія моря досягла свого максимуму за весь неогеновий час. Літологічний склад середньосарматських відкладів дуже змінний. Потужність досягає на південних схилах кристалічного щита 1—10 *м*, в осьовій частині западини, в районі Ново-Олексіївки, — 50—60, біля Одеси—70, а в пониззі Пруту — близько 200 *м*.

На Нікопольщині і нижньому Придніпров'ї в основі середнього сармату лежать верстви піску з галькою і потертими черепашками молюсків. Подекуди піщано-галькових відкладів немає. Над пісками розташована потужна верства зеленосірої або темносірої пластичної глини. По площинах наверствування в ній трапляються присипка або тоненькі проверстки піску з черепашками молюсків. По рр. Солоній, Чортомлику, б. Топильній та ін. проверстки черепашника грубішають і часом складають верстви вапняку 2—3 *м* завтовшки. Над темносірою глиною залягає зелена, дуже міцна, глина, верствою 2—3 *м* потужності. У цій глині є один-два проверстки черепашника. В басейні Інгульця середній сармат виявлений, знизу вгору: білим щільним, тон-

коверствуватим вапняком, на площинах наверствування якого трапляються включення оолітового піску; верствою зеленосірої, іноді мергелистої глини, що в верхній частині переходить у пісок з черепашками молюсків; сірим тонкозернистим мергелем без скам'янілостей. Взагалі на правобережжі нижнього Дніпра сарматські відклади не мають потужних верств вапняку і нічим не відрізняються від сармату Поділля.

В Приазовському районі верстви вапняків у середньому сарматі мають більш стале поширення і значну потужність. Характер наверствування їх добре видно у відслоненнях на правому березі Кальчика між мм. Ждановом і Старим Кримом. Вапняки підстелюють верстви піску з численними рештками середньосарматських молюсків. Далі на захід, на лівобережжі нижнього Дніпра, в складі середнього сармату поширені: на півдні — вапняки, в середній частині — піски й пісковики, а в північній — піски, глини й вапняки. Піски займають смугу близько 30 *км* ширини між Мелітополем і Каховкою і простягаються до Запоріжжя.

У західній частині Причорноморської западини і прилеглих районах Молдавської РСР середній сармат має складну будову. В його складі відомі верстви пісків, пісковиків, глин та різних вапняків, серед яких зустрічаються відміни—моховаткові, нубекулярійові, водоростеві, детритусові, черепашкові, оолітові, більш або менш піскуваті чи скрем'янілі. Уламкові породи теж різноманітні і виявлені пісками, часом піщано-гальковими відкладами, конгломератом тощо.

У районі Вознесенська, у проверстку вуглистої глини з середньосарматської товщі, за даними Г. І. Молявка, шляхом спорово-пилкового аналізу виявлено пилок сосни, ялини, кедра, вільхи, карії, бука, граба, в'яза та інших дерев.

Велика кількість решток форамініфер, за даними В. Я. Дідковського, характеризує відклади середнього сармату в західній частині Причорноморської западини і Молдавської РСР. У карбонатних породах цього району він перелічує: Miliolina consobrina (d 'O r b), M. pauperata d 'O r b., M. cubanica B o g d., M. aff. haydingeri (d'O r b.), Articulina sp., Meandroloculina litoralis B o g d., Nonion sp., Elphidium macellum (F. et M.), E. aculeatum (d'O r b.), E.crispum (L.), E. listeri (d'Orb.), E. fichtellianum (d'O r b.), Cibicides sp., Rotalia beccarii (L.). Крім форамініфер, у вапняках зустрічаються численні рештки остракод та харових водоростей. В Одеській області та в прилеглих районах МРСР Дідковський виявив цілі верстви форамініферових пісків та вапняків, де переважають черепашки ноніонів.

Особливо часто зустрічаються в складі середньосарматських відкладів черепашки молюсків. В. П. Колесников для сарматських відкладів згадує 26 видів викопних гастропод і пелеципод. У середньосарматських відкладах західної частини Причорноморської западини визначено понад 160 видів викопних молюсків. За даними Г. І. Молявка, найбільш характерні для середнього сармату такі форми: Modiola naviculoides K o l e s., Donax lucidus E i c h w., Mactra fabreana d'O r b., M. pallasii B a i l y, M. naviculata B a i l y, M. tapesoides S i n z., Tapes gregarius (P a r t s c h.) G o l d f., Cardium fittoni d'Or b., C. plicatofittoni S i n z., C. suessi B a r b., C. aviculare S i n z., C. praefischerianum K o l e s., C. subfittoni A n d r u s., C. barboti H ö r n., Gibbula rolandiana d'O r b., G. chersonensis B a r b., Duplicata corbianum d'O r b., Calliostoma subanceps K o l e s., Hydrobia elongata E i c h w., Acmaea reussi S i n z. тощо.

Серед викопних середньосарматських молюсків є представники різних екологічних груп. Переважають мешканці мілкого моря і узбережних його фацій. У верхніх верствах середнього сармату відомі

численні представники прісних вод, як-от: котушки (планорбіси), калюжниці (вівіпаруси), прудовики (лімнеуси), уніо та ін.

Ще відзначається важлива для середнього сармату наявність решток численних представників хребетних тварин. У районі сс. Золотої Балки та Білоусівки знайдено кістки тюленів і китів. У західній частині Причорноморської западини відомі викопні представники гіпаріонової фауни.

З кінця середнього сармату у розвитку морського середовища на півдні УРСР стався поворот. Море поступово звільняло південно-за-

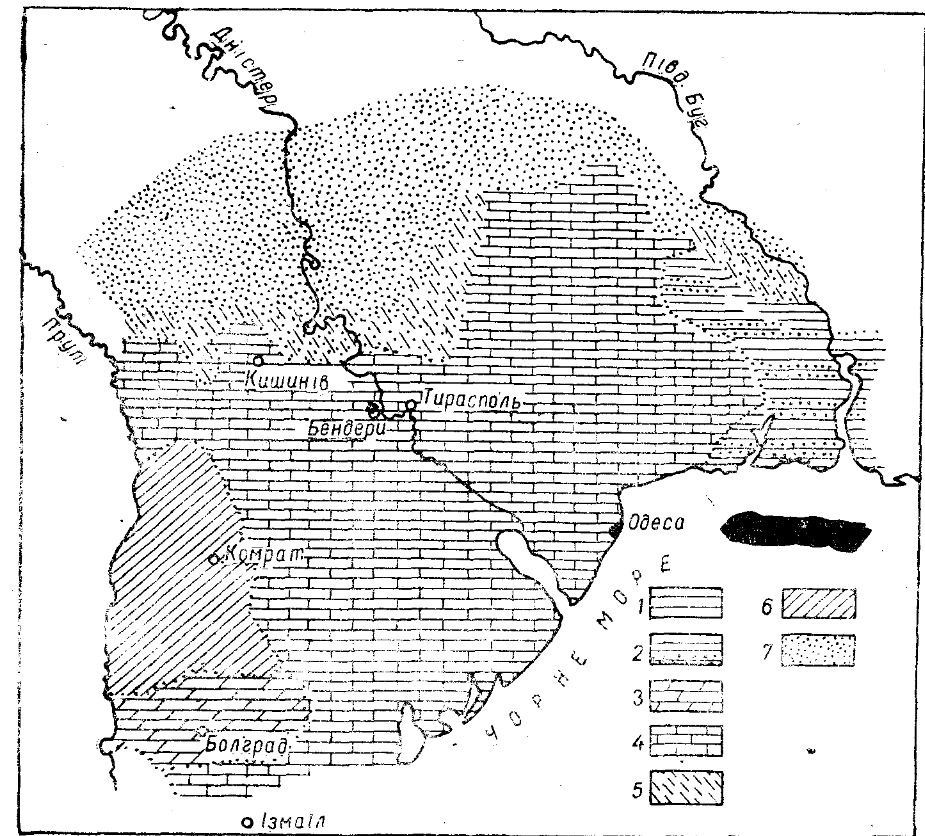


Рис. 57. Літофації верхнього сармату в західному Причорномор'ї (М. Я. Рудкевич, 1955).

Мілководні та узбережно-морські відклади: *1* — вапняки-черепашники; *2* — чергування піщаних глин і вапняків-черепашників; *3* — глини мергелисті з підпорядкованими їм проверстками, іноді тонкими (до 1 *мм*), черепашкових вапняків; *4* — чергування мілководних морських і озерно-лагунних наверствувань; *5* — піски і глини з підпорядкованими проверстками черепашкових вапняків і пісковиків.

Узбережно-морські і дельтові відклади: *6* — глини мергелисті (морські) в нижній половині розрізу і глини озерно-лагунні у верхній його частині; *7* — піски і глини озерно-річкові (балтська серія).

хідні окраїни Російської платформи. В процесі його відступання ще час від часу проявлялися місцеві трансгресії, проте масштабів попередніх віків вони вже не набирали.

Верхній сармат. У Причорноморській западині верстви верхнього сармату без помітної перерви пов'язані з середнім. На окраїнах Українського кристалічного щита верхній сармат місцями трансгресивно лежить на розмитій поверхні давніших підстелюючих верств. Добре відслонені верстви верхньосарматського горизонту в басейні Південного Бугу, Інгулу, Інгульця, в пониззі Дніпра, по Молочній, а також на Приазов'ї (рис. 57). Склад верхньосарматських відкладів в окре-

мих районах їх поширення різний. У західній частині Причорноморської западини верхньосарматські відклади відслонюються в басейні р. Бик. На південь вони занурюються під верстви молодшого віку. Для них характерне переважання піщано-глинистих верств морського узбережного типу та, особливо, прісноводних озерного, дельтового й річкового типів. Літологічний склад їх дуже змінний, потужність теж. У басейні р. Тилігулу в основі верхньосарматських відкладів залягають зеленуватосірі глини, що переходять у білі або жовтуватосірі оолітові піски, більш або менш цементовані; ще вище лежать верстви білого, щільного вапняку, вгорі переверствованого з білим крейдоподібним мергелем. У верхній частині горизонту лежать різні вапняки — оолітові, туфоподібні, черепашкові та ін. Іноді вапняк переверствований оолітовим піском або світлозеленою щільною глиною. В Нікопольському районі у верхньому сарматі дуже поширені піскуваті глини з численними відбитками мактр. Проверстків вапняку тут мало і вони тонкі. Верхньосарматські відклади у нижньому Придніпров'ї виявлені верствами глинисто-карбонатних порід та пісків. У ряді районів Причорномор'я в основі їх лежать конгломерати. Переважають тонковерствуваті вапняки. Подекуди у верствах верхнього сармату зустрічається діагенетична складчастість. Порушення верств сарматського ярусу відомі також на Нікопольщині.

Органічні рештки у верхньому сарматі зустрічаються часто, але склад їх одноманітний. Переважають різні мактри: Mactra bulgarica T o u l a, M. caspia E i c h w., M. nalivkini K o l e s., M. navicula B a i l y, M. crassicolis S i n z. тощо. Дуже поширені черепашки остракод та рештки харових водоростей; у Болградському районі В. Я. Дідковський виявив поодинокі черепашки ноніонід. Часто зустрічаються рештки прісноводних молюсків. Мактрові вапняки — один із дуже поширених типів відкладів серед верств верхньосарматського віку.

Серед органічних решток у відкладах верхнього сармату досить часто знаходять кістки хребетних тварин. Г. І. Молявко і І. Г. Підоплічко (1952) повідомляють про знахідки кісток гіпаріона, велетенської свині, гребенезубого мастодонта, жирафи ахтіарії. Кістки знаходять у відкладах з наземною і прісноводною фауною.

Як видно з наведених даних, у верхньому сарматі мало місце дальше обміління і опріснення моря, що в міоцені займало південні області УРСР. Одночасно з цим зменшувалась і площа, яку море до того займало. Завершився цей процес на межі міоцену і пліоцену, коли сталися нове опускання Причорномор'я і пов'язана з ним тимчасова трансгресія моря.

М е о т и ч н и й я р у с. Верхня частина відкладів міоценового часу становить меотичний ярус. Меотичні верстви поширені на значній території Причорноморської западини — від долини Пруту на заході до Кальміусу на сході. Північна межа поширення меотичних відкладів проходить зі сходу на захід у напрямку Сартана—Кирилівка—Каїри—Нова Одеса—Запоріжжя—Кривий Ріг—пониззя Пруту. На цій площі меотичні відклади виступають у відслоненнях або виявлені у свердловинах.

Відклади меотичного ярусу мають неоднаковий літологічний склад. Переважають вапняково-мергельні, і менш поширені теригенні відклади, які осідали в неглибокому морі з дуже мінливою береговою лінією. Типовий морський режим, за даними М. О. Соколова, до кінця меотичного віку існував лише в районі Сивашів. За В. Я. Дідковським, відклади з типовими морськими форамініферами виявлені в районі Краснознам'янки, Херсона та ін. На окраїнах Українського кристалічного щита і в прилеглих районах Причорноморської западини був суходіл з поширеними на ньому озерами та болотами. Найповніше меотичні

відклади виявлені в басейні Інгульця, де їх докладно описали О. К. Алексєєв та П. Л. Осауленко. Меотичний ярус підстелюють відклади верхнього сармату. Між сарматом і меотисом не завжди бачимо поступовий перехід. Місцями сарматські відклади бувають розмиті і в основі меотичного ярусу спостерігається негрубий проверсток гальки. Перекриті меотичні відклади верствами понтичного ярусу.

У західній частині Причорноморської западини і прилеглих районах Молдавської плити меотис представлений, переважно, глинами

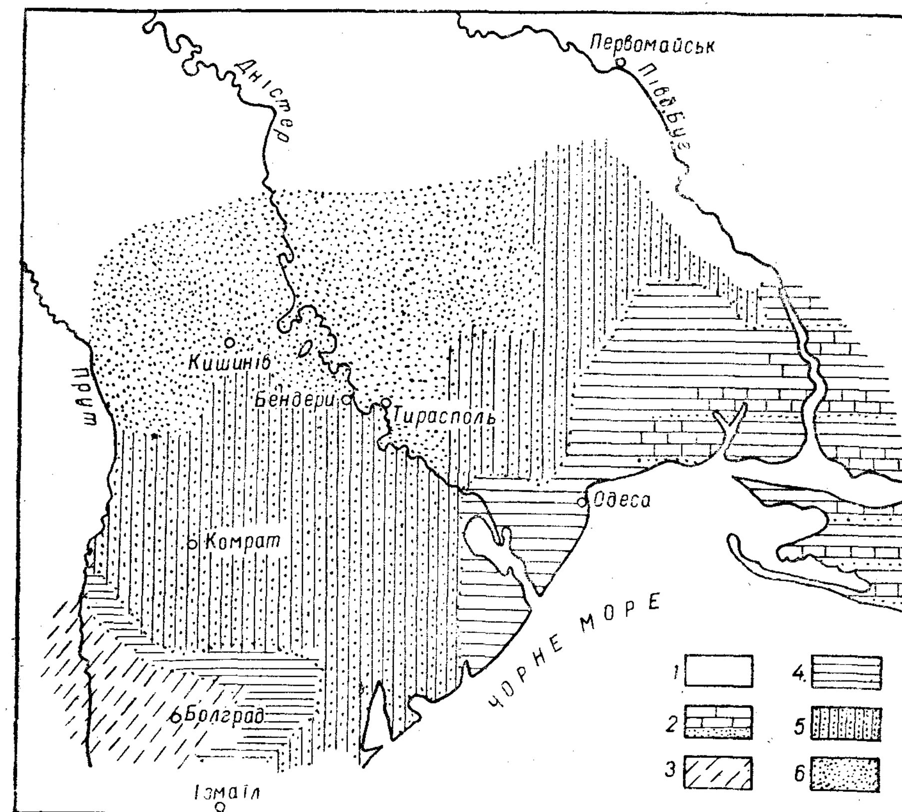


Рис. 58. Літофації меотису в західному Причорномор'ї (*М. Я. Рудкевич*, 1955).
1 — області розмиву; *2* — мілководні морські глини з проверстками пісків, вапняків з Dosinia, Ervilia, Potamides (нижній меотис); *3* — переважно глини мілководні морські з Congeria novorossica S i n z. у верхній частині товщі та озерно-річкові в нижній; *4* — переважно глинисті озерні, лагунні та узбережно-морські відклади; *5* — чергування глин та пісків — відклади застійних прісних водойм та річок в їх нижній течії; *6* — переважно косоверствуваті піски — алювій меотичних річок.

піскуватими, карбонатними, сірожовтого, зеленуватого, жовтого, бурого або строкатого забарвлення. Часом зустрічаються верстви глини чорної, гумусної, з рештками рослин. Також сильно поширені косоверствуваті дрібно- і грубозернисті піски з проверстками пісковика і лінзами глини. Верстви вапняку мають менше поширення і виявлені міцними, зливними відмінами (рис. 58).

У районі Одеси нижня частина меотичного ярусу повсюдно виявлена піскувато-глинистими відкладами. Найхарактернішим типом відкладів тут є зеленуватосіра дуже піскувата глина, що відслонюється на правих берегах Хаджибейського і Тилігульського лиманів. Глини мають тонку верствуватість стрічкуватого типу, де глинисті проверстки чергуються з грубшими піскуватими. Із збільшенням піску правильна стрічкоподібна верствуватість зникає, вона стає косою. По площинах наверствування у глинах присипка слюди. У сіруватозелених глинах Одесь-

кого району часто знаходять черепашки уніонід, а інколи скупчення кісток третинних ссавців. Найголовніші кладовища кісток у меотичних відкладах виявлені біля Одеси і Тирасполя.

У західній частині Причорномор'я меотичні глини догори заміщуються пісками, серед яких лежать верстви зеленої, подекуди піскуватої, іноді жирної, глини. Зустрічаються лінзи і проверстки грубозернистого піску з галькою. Зерна піску слабо заокруглені. У складі їх переважають кварц, польовий шпат, лусочки слюд та грудочки карбонатів неправильної форми.

В басейні р. Інгульця над зеленуватосірою меотичною глиною розташовується вапняково-мергельна серія, в складі якої також часто зустрічаються верстви різнобарвної глини. В ній багато вапнякових конкрецій та кристалів і стяжінь гіпсу. Вапняк черепашковий, детритусовий або оолітовий. Підпорядковане місце серед вапняково-мергельно-глинистих відкладів займає дрібнозернистий білий пісок, що залягає у вигляді невеликих лінз та проверстків. Відклади меотису в басейні Інгульця завершуються верствою білого мергелистого вапняку з численними черепашками конгерій. Потужність верств досягає 4 *м*.

У басейні нижнього Дніпра відслонення меотичних відкладів добре виявлені в районі Берислава та ін. На білих тонкоплитчатих сарматських вапняках лежить товща, яка починається верствами сірого звітрілого вапняку з включеннями гальок і валунів. Вище вапняк верствуватий, сірого або кремового кольору, з проверстками мергелю і черепашками молюсків. Завершується меотичний ярус у цьому районі відкладами сірого, з жовтим відтінком, ніздрюватого вапняку з черепашками конгерій, церитів тощо. На меотичних відкладах лежать верстви оолітового вапняку понтичного ярусу.

За палеонтологічними даними, серед відкладів меотичного ярусу розрізняють нижній і верхній горизонти, виділені в складі меотису на Керченському півострові.

У складі органічних решток з *нижньої частини* меотичного ярусу переважають типові для нього черепашки: Modiola volhynica E i c h w., Lucina pseudoniwea A n d r u s., Congeria panticapea A n d r u s., C. navicula A n d r u s., C. modiolopsis A n d r u s., C. tournoueri A n d r u s., Cardium maeoticum D a v i t., C. mithridatis A n d r u s., Tapes andrussovi O s a u l., Neritodonta simularis A n d r u s., Mohrensternia subangulata A n d r u s., Potamides disjunctoides S i n z., P. novorossicus S i n z., Cerithium rubiginosum E i c h w., Dosinia maeotica A n d r u s., Buccinum sp. та ін. Серед численних викопних форамініфер В. Я. Дідковський згадує Miliolina nitidens (R e u s s), M. clavata D i d., Spirolina maeotica D i d. та ін.

У піскувато-глинистій фації меотису Одеського району знайдено значні поклади кісток вимерлих ссавців та птахів. Серед знахідок встановлені цілі скелети гіпаріонів, кістки ацератеріумів, жираф, свиней, росомах, гієн, а також страусів. Кладовища викопних кісток відомі в сс. Лисаветівці, Грабениках, Єметівці, на узбережжі Тилігульського лиману тощо.

Верхній горизонт меотичного ярусу містить меншу різноманітність решток у порівнянні з нижнім. Серед викопних молюсків переважають черепашки конгерій. Характерну особливість становлять численні черепашки прісноводних молюсків Unio flabellatus G o l d f. var. rossica J a z k o, Unio radiatodentatus S i n z., U. novorossicus S i n z., U. subpartshi L a s k., Viviparus barboti S i n z., а в верхніх верствах, на межі з відкладами понтичного ярусу, черепашки Planorbis sp., Theodoxus sp., Helix sp. тощо.

На підставі літологічного складу і палеонтологічних решток можна твердити, що під кінець міоцену море на півдні Російської платформи остаточно зміліло, опрісніло і в узбережній частині розпалося на окремі незначні басейни. Морський режим, близький до нормального, зберігався лише в присиваській частині Причорноморської западини, власне в межах Північно-Кримського передового прогину.

Пліоцен. З нижнього пліоцену в межах Причорноморської западини починається новий етап осадкоутворення. По всьому Причорномор'ю в цей час розвиваються низхідні рухи. Услід за цим відбувається трансгресія моря, яка досягає максимуму за понтичного віку. В подальші геологічні віки коливальні рухи продовжують проявлятися, але після понтичного віку вже переважають висхідні рухи. Таке чергування коливальних рухів земної кори привело до деякого наступу моря у кімерійський, куяльницький і чаудинський віки. Це також зумовило певну закономірність географічного розміщення та літологічного складу пліоценових відкладів у Причорноморській западині. Пліоцен Причорномор'я складом подібний до пліоцену Північно-Кримського передового прогину. У ньому виділяються яруси: понтичний, кімерійський, куяльницький, акчагильський, чаудинський. З них понтичний ярус належить до нижнього пліоцену, кімерійський і куяльницький—до середнього, акчагильський і чаудинський до верхнього пліоцену і, можливо, до четвертинного періоду. Їм відповідає континентальна балтська світа.

П о н т и ч н и й я р у с. Понтична трансгресія на півдні Російської платформи охопила значну територію, але не виходила за район поширення сарматського моря. Північна межа понтичних відкладів проходить майже в широтному напрямку: Ольгополь—Роздільна—Троїцьке—Кривий Ріг—Запоріжжя до с. Кирпотина. Звідси вона проходить на південь до долини р. Молочної, майже до Мелітополя. В цій частині лівобережжя нижнього Дніпра понтичні відклади простежені за допомогою свердловин. Від Мелітополя межа понту простягається на схід вздовж південних схилів Приазовського кристалічного масиву і далі вздовж південних схилів Донецького кряжа.

Відслонюються верстви понтичного ярусу по річкових долинах та балках, в геоморфології яких вони відіграють істотну роль, утворюючи круті уступи та скелі. Понтичний ярус взагалі поділяють на горизонти: нижній — *евпаторійський*, середній — *новоросійський*, і верхній — *босфорський* (Л. Ш. Давіташвілі, 1937). На південних схилах Російської платформи виявлені середній і верхній горизонти. В нижній частині понтичного ярусу в Причорноморській западині переважають відклади вапняку; загальна потужність їх досягає 10 *м*. Товща вапняку неоднорідна і має таку послідовність верств:

1) щільний блідорожевий вапняк; поверхня нерівна, з темною тонкою залізо-марганцевою кіркою . . . . 0,15 *м*;
2) сірий, дуже звітрілий вапняк . . . . 1,20 *м*;
3) сірий, з рожевим відтінком, щільний дрібнозернистий плитчастий вапняк, залягає верствами товщиною до 2,5 *см*; поверхня плиток нерівна, буруватоpожевого кольору . . . . 0,30 *м*;
4) жовтий дрібнозернистий, перекристалізований вапняк, губчатої будови . . . . 1,50 *м*;
5) світлосірий щільний тонковерствуватий вапняк, по площинах наверствування — численні кристалики кальциту . . . . 0,95 *м*;
6) сірий, дуже щільний, дрібнокристалічний вапняк з численними ядрами та відбитками молюсків . . . . 0,93 *м*;
7) жовтий щільний, пористий кристалічно-оолітовий вапняк; порожнини виповнені кристалами кальциту . . . . 0,52—2,00 *м*;

У районі Одеси нижні верстви оолітового вапняку часто заміщені відкладами мергелю та глини. Понтичний вапняк у Причорномор'ї містить велику кількість органічних решток. Найбільш поширені черепашки: Dreissensia tenuissima S i n z., Dr. rostriformis D e s h., Dr. retowskii A n d r u s., Congeria subcarinata D e s h., Monodacna pseudocatillus B a r b., M. subdentata D e s h., Didacna subincerta A n d r u s., D. novorossica

B a r b., Prosodacna littoralis E i c h w., Parvivenus windhalmi S i n z., Viviparus achatinoides D e s h., Theodoxus capillacea B r u s s., Hydrobia sp., Valvata sp., Zagrabica sp., Ninnia subcarinata A n d r u s. та ін. Такий склад викопних молюсків у відкладах понтичного вапняку зберігається на великих просторах.

У верхній частині понтичного вапняку в околицях Одеси і на узбережжі Хаджибейського лиману значно поширений карст. Карстові порожнечі виповнені червонобурою піскуватою глиною з кальцинованими кістками ссавців. В їх складі відомі рештки: Elephas primigenius B l u m b., Bos primigenius B o j., Antilope saide aff. major N o r d., Cervus elephas fossilis C u v., Rhinoceras tichorhinchus P o l l., Felis spelaea G o l d f., Hyaena spelaea B l u m b., Canis lupus spelaeus G o l d f., C. vulpes fossilis C u v., C. fossilis meridionalis N o r d., Spermophillus fossilis ponticus N o r d., Spalax diluvii N o r d., Castor spelaeus M ü n s t., Lepus diluvianus C u v., Equus fossilis C u v., E. asinus fossilis minor et major C u v., Ursus spelaeus B l u m b.

Серед викопних решток переважають зуби ведмедя і гієни; багато кісток копитних тварин. Рештки належать тваринам, що жили на півдні УРСР в кінці пліоцену і на початку четвертинного періоду. Цим установлюється вік червонобурих глин, що на Одещині вкривають верстви понтичного ярусу. Кістки носять сліди обробки текучою водою; відкладено кістки, очевидно, на початку четвертинного періоду.

Верхні верстви понтичного ярусу складені відкладами пісків, глин та мергелю. Потужність їх досягає 8 *м*. У верхньому понті часто зустрічаються черепашки Dreissensia rostriformis D e s h., Dr. simplex B a r b., Dr. tenuissima S i n z., Congeria novorossica S i n z., Didacna novorossica B a r b., Monodacna pseudocatillus B a r b., Prosodacna littoralis E i c h w., Abra tellinoides S i n z., Parvivenus windhalmi S i n z., Viviparus achatinoides D e s h., Hydrobia novorossica S i n z., Zagrabica sp., Melanopsis sp., Teodoxus capillacea B r u s s., Lithoglyphus sp.

По площинах наверствування понтичних відкладів часто зустрічаються нагромадження черепашок остракод.

Такий склад органічних решток свідчить, що наприкінці свого існування понтичне море майже цілком опрісніло. Трансгресія його в значній мірі, поряд з тектонічними рухами, була зумовлена кліматичними змінами, які сприяли притоку прісної води у замкнуте понтичне море. Відступання понтичного моря було швидким. Воно було викликане підняттями, що настали на межі нижнього і середнього пліоцену в Кримо-Карпатській зоні. В цей час на території південно-західної частини Російської рівнини утворилася плоска низинна суша, де відкладалася товща червонобурої глини, що на значних просторах налягає на верстви понтичного ярусу. Морські умови в середньому пліоцені зберігалися лише на межі Причорноморської западини і Північно-Кримського передового прогину — в Присивашші і на Одещині.

К і м е р і й с ь к и й я р у с. У Причорноморській западині відклади кімерійського ярусу виявлені лише в найбільш зануреній, прилеглій до нижнього Дніпра частині, де їх вперше описав К. І. Маков. За недавно здійсненим зведенням Є. Т. Мальованого і І. Я. Яцка (1952), кімерій поширений в районі сс. Мудро-Костогризівки, Широкого, Петрівки, м. Скадовська, сс. Чорноморські Колодязі, Сліпушинське, Малий Клин, Ново-Володимирівка — Голопристанського району. Північні місця, де ще є верстви кімерійського віку, — це сс. Малий Клин і Ново-Збур'ївка. У Приазов'ї межа поширення кімерійських відкладів проходить вздовж південних схилів кристалічного масиву, між сс. Терпінням і Семенівкою, майже на 10 *км* північніше Мелітополя, далі на південь від Ново-Миколаївки на Догмарівку, західніше сел. Бойового, на схід

від ст. Ново-Олексіївки, і доходить до північного узбережжя Сивашів, в околицях Ярового. Ця межа збігається, в основному, з береговою лінією кімерійського моря.

Літологічний склад кімерійських відкладів змінний. Загальна потужність їх досягає 38 *м*. У північно-західній частині Приазов'я кімерійський ярус складають такі верстви, зверху вниз: глинистий пісковик, жовтого, «тютюнового» кольору, з великою кількістю залізистих оолітів, нижче — піски, переверствовані з зеленуватосірою глиною та тютюновим пісковиком; в основі пісків лежить потужна верства темносірої, майже чорної глини, після чого залягають верстви зеленуватосірого і бурого глинистого пісковика, переповненого оолітами бурого залізняку з примазками і плямами вівіаніту; нижче виявлена рудна залізна товща, потужністю понад 6 *м*. Підстелюють кімерій верстви понтичного віку. Характер наверствувань кімерійського ярусу в східній частині Причорноморської западини подібний до чергування їх на Керченському півострові. Тут виявлені рудні і нерудні верстви, або *камишбурунський і пантикапейський* горизонти кімерійського ярусу. Рудна товща представлена глинистими породами, переверствованими з бурим залізняком, оолітовою залізною рудою, лінзами черепашника і сидериту. Підстелена вона верствою пластичної глини. В складі органічних решток переважають черепашки великих дрейсен і кардид.

Оолітові залізисті руди кімерійського ярусу поділяються на закисно-окисні — «тютюнові», темнозабарвлені окисні — «коричньові», і окисні, збагачені марганцем, — «ікряні». У складі залізних руд виявлена значна кількість мінералів: водні силікати заліза (ферохлорити, шамозит), глауконіт, водні силікати, близькі до гідрослюд, лімоніт, гідрогетит, гетит, гідрогематит, псиломелан, кварц, різні фосфати, пірит, піротин, а також уламкові зерна польового шпату, апатиту, гранату тощо. Особливо велике значення мають фосфати, серед яких відомі вівіаніт, керченіт, босфорит і азовськіт. Подібні до руд за мінералогічним складом вміщаючі породи.

Органічні рештки у відкладах кімерійського ярусу зустрічаються часто. Найбільш поширені серед них: Dreissensia rostriformis D e s h. var. curvirostris A n d r u s. var. vulgaris A n d r u s., Dr. angusta R o u s s., Dr. brusinai A n d r u s., Dr. theodori A n d r u s., Dr. huoti A n d r u s., Didacna karpinskyi A n d r u s., D. crassatella D e s h., Phyllicardium alatoplanum A n d r u s., Prosodacna macrodon D e s h., Pr. ampelakiensis A n d r u s., Viviparus aff. casseretto R o u s s., Micromelania sp., Bithynia sp., Limnaea sp.

За даними Є. Т. Мальованого та І. Я. Яцка, кімерійський басейн східної частини Причорноморської западини був сильно опріснений. В районі Скадовська до нього текли річки, що нагромадили товщу піщано-глинистих відкладів з рештками прісноводних молюсків. Річкова сітка мала близьке до меридіонального розташування. Висновки цих дослідників цілком обгрунтовані. Виникнення річкової сітки на півдні Російської рівнини відноситься до верхнього міоцену, коли сталась регресія середньосарматського моря. Услід за зміщенням берегової лінії на південь в напрямку Північно-Кримського передового прогину видовжувалися річкові долини; тодішні річки в зв'язку зі значною сплощеністю суші мали характерні риси рівнинних річок з повільною течією серед озерно-болотистої низини. Річкові наноси, відкладені в дельтах і в узбережній зоні моря, утворюють наче облямування на зовнішній, північній зоні кожного з ярусів неогену Причорномор'я.

К у я л ь н и ц ь к и й я р у с. Відклади куяльницького ярусу завершують неогенову товщу Причорноморської западини. Молодші, верхньопліоценові верстви відомі лише на межі западини і Північно-Крим-

ського прогину, на Чонгарському півострові. Це акчагильські і таманські верстви. Огляд їх наведено в описі геологічної будови Криму.

У Присивашші, де куяльницький ярус виявлений у свердловинах, його верстви без помітної зміни переходять у підстелюючу товщу кімерійського віку. Перекриті вони верствами червонобурої глини. Відслонення куяльницьких відкладів відомі на узбережжі Азовського моря між м. Ждановом і Білосарайською косою. Західніше м. Бердянська вони виявлені у свердловинах. У східній частині Причорноморської западини до куяльнику належать верстви піщано-глинистих порід з рештками дрейсен, прозодакн тощо.

Куяльницькі відклади в районі Одеси виявив І. Ф. Сінцов у 1873 р. Вони відслонюються в балці біля с. Крижанівки і на лівих (східних) берегах Куяльницького та Хаджибейського лиманів. Куяльницькі верстви в районі Одеси підстелюють відклади понтичного ярусу, а вкриває їх червонобура глина.

Літологічний склад куяльницького ярусу змінний, але завжди він містить піскувато-глинисті верстви. У найтиповішому відслоненні куяльницьких відкладів біля с. Крижанівки під червонобурою глиною лежать:

1) піскувата сіруватокоричньова глина . . . . 0,20 *м*;
2) сіра піскувата глина з окремими валунами понтичного вапняку . 0,40 *м*;
3) темножовта, піскувата, щільна глина . . . . 0,25 *м*;
4) сіруватоголуба, дуже піскувата глина, що розпадається на клиноподібні окремості . . . . 1,00 *м*;
5) голубуватобура, донизу слабо піскувата глина, з галькою понтичного вапняку . . . . 2,00 *м*;
6) сіруватозелена крихка глина з бурими плямами і численними черепашками молюсків, переважно вівіпар та кардид . . . . 2,00 *м*;
7) сіруватозелений мулистий пісок, тонковерствуватий, з черепашками прісноводних молюсків; у покрізні відклади переходить поступово 1,00 *м*;
8) пісок з галькою і валунами понтичного вапняку . . . . . . 0,50 *м*;

Потужність куяльницьких відкладів в районі Одеси 7—12 *м*; на схід вона зростає до 30 *м*. На узбережжі Азовського моря куяльницький ярус представлений більш піскуватими породами, ніж в Одеському районі. У відслоненнях куяльнику між Білосарайською косою і м. Ждановом переважають білі сипкі піски.

Скам'янілості в піску трапляються рідко; виявлені вони лише зруденілими рештками рослин і поодинокими хребцями риб. Поза межами УРСР, в куяльницьких відкладах Таганрозького узбережжя знайдено цікаві рештки викопних хребетних, де переважають верхньопліоценові форми. З безхребетних для куяльнику характерні: Prozodacna rumana F o n t., Pr. odessa S i n z., Pr. kujalnicensis A n d r u s., Monodacna vulgaris S i n z., Cardium subriegeli S i n z., Dreissensia angusta R o u s s., Dr. polymorpha P a l l., Unio rumanus T o u r n., Viviparus achatinoides D e s h., V. fasciata M ü l l., V. romaloi C o b., Melanopsis ogerieni L o c., M. sporadium N e u m., M. esperoides S a b b a, Bithynia spoliata S a b b a, B. tentaculata L., B. vukotinovici S a b b a, Limnaea truncatula M ü l l., Lithoglyphus rumanus S a b b a, L. neumayri S a b b a, Valvata inflata S a n d b., Theodoxus punctatolineatus S i n z., Sphaerium rivicola L e a c h., Coretus corneus L., Ancylus lacustris L., Hydrobia melanoides S i n z., H. syrmica S a b b a, Pisidium amnicum M ü l l., Helix sp.

На підставі літологічних ознак і палеонтологічних даних можна твердити, що куяльницькі відклади утворилися в умовах мілководдя, очевидно в узбережній частині моря, дуже опріснілій, в якій поряд з поодинокими представниками морських молюсків жили численні мешканці прісних вод.

У кінці куяльницького віку море остаточно звільнило південно-західну окраїну Російської платформи. З того часу там відкладалися континентальні верстви.

Б а л т с ь к а с в і т а. На північ від області морських неогенових відкладів у межах Причорноморської западини і прилеглих районів Українського кристалічного щита велике поширення мають континентальні, переважно прісноводні, відклади, які зовні облямовують морський неоген. Особливо розвинені вони в районі на захід від долини Південного Бугу і, зокрема, в басейні Дністра. Цю товщу відкладів М. П. Барбот де Марні виділив у 1867 р. під назвою б а л т с ь к о ї с в і т и, куди він зачислив комплекс верств сірих або жовтуватосірих пісків, із зростками пісковика, та жовтуватих, з зеленуватим відтінком, піскуватих глин. Вік піскувато-глинистих відкладів Барбот де Марні визначив як пліоценовий. М. О. Соколов вважав, що піскувато-глинисті відклади цієї світи становлять мілководні фації майже всього неогену, починаючи з верхнього сармату. Серед них велике місце займають дельтові відклади давнього Дністра та Пруту. Загальна потужність балтської світи не менша за 100 *м*. У південній частині Причорноморської западини балтські відклади підстелюють палеонтологічно охарактеризовані верстви середнього сармату. Далі на північ у подошві їх виявлено меотис і понт. Верхня межа балтської світи завжди визначається чітко: її вкриває червонобура глина.

Основна область поширення балтської світи — вододіл Південного Бугу і Дністра. Північно-східна, східна і південна межі їх проходять так. З півдня межа балту збігається з північною межею морських понтичних відкладів. На заході балтська світа поширена до долини Дністра, де вона розмита, схематично проходить у напрямку Загнітків — Піщанка—Містківка—Шаргород, далі паралельно залізничній колії до ст. Ярошенко; звідти — на північний схід до долини Південного Бугу і на його лівобережжя вище Вінниці, звідси східна межа балтської світи йде до ст. Гуменне, Межигірки, Юрківців, потім хвилясто до Зятківців і далі на південь. Біля ст. Гайворон балтські відклади знов переходять на правий берег Південного Бугу і поширюються майже до залізничної колії Хащевате—Первомайськ. Вниз від Первомайська цих відкладів на правому березі Бугу не виявлено.

Літологічний склад балтської світи неоднаковий. Більшу частину її складають білі сипкі піски, іноді із стяжіннями крихкого пісковика, переверствовані з важкою, темнозеленою глиною. Характерні для неї проверстки гальки, серед якої переважають окатані уламки порід з Карпатських гір — так звана карпатська галька. Кількість проверстків гальки ще не встановлена.

Органічні рештки в балтській світі відкладів зустрічаються рідко. Як окремі знахідки тут трапляються черепашки Unio flabellatus, нериней тощо. Черепашки дуже крихкі і від дотику розсипаються на порох. Порівняно частіше у балтських відкладах знаходять кістки викопних хребетних, переважно ссавців, рідше — птахів та черепах. Серед решток ссавців визначено: Dinotherium giganteum K a u p., Mastodon longirostris K a u p., M. borsoni H a y s., Hipparion gracile K a u p., Rhinoceras megarinus C h r i s t., Rh. schleiermacheri K a u p., Acerátherium incisivum C u v., Capreolus cusanus C r o i z et J a b., Cervus sp. та ін. Серед перелічених форм переважають пліоценові види, але є й представники, що жили в міоцені.

Акумуляція піскувато-глинистих відкладів балтської світи завершилася на межі пліоцену і постпліоцену. На цей час припадає загальне підняття півдня Російської платформи, з яким пов'язане було поглиблення річкових долин. Особливо позначився цей процес у Прикарпатській зоні. Підняття і інтенсивний розмив Карпат сприяли відкладанню великих мас продуктів руйнування — галечників у долинах карпатських річок і зокрема в долині Дністра. З цих галечників складені давні, верхні, шості—п'яті тераси Дністра, утворення яких відноситься

до пізнього пліоцену і першої половини четвертинного періоду. До таких давніх річкових відкладів відносять *кучурганські*, або *левантинські*, верстви, поширені між гирлом Дунаю і Дністровським лиманом. Кучурганські (левантинські) верстви докладно описали Н. А. Григорович-Березовський (1915) і О. П. Павлов (1925). Виявлені вони потужними товщами піщано-галькових порід, що подекуди набувають рис долинного флювіогляціалу. Поширені в пониззі Пруту, в районі Слободзеї-Маре, Кислиці, Джурджулешт. Значні простори вони займають в басейні Кучургану, лівої притоки Дністра. Піщано-галькові відклади кучурганського типу в басейні нижнього Пруту і в придунайській частині Причорноморської западини Павлов описав під назвою *поратських* верств. Характеристику їх дав І. П. Хоменко.

Нижня частина поратських, або кучурганських, верств виявлена переверствованням глин бурувато-синюватих, жовтуватих, зелених з піском сірим, жовтим, із зростками пісковика і галькою. У верхній частині розрізу виявлена щільна кірка й озалізнені проверстки та частки зруденілої деревини. У цих наверствованнях часто є рештки черепашок дрейсен та скойок, кісток ссавців, птахів і риб. На їх товщі лежать пісково-галькові відклади з переверствовань піску, глини, пісковика й конгломерату. В підошві цієї товщі виявлена верства піску з галькою і численними кістками ссавців, а нижче — грубий конгломерат. Верхню частину поратської товщі становлять сірозелені пластичні глини з тоненькими проверстками й лінзами дрібнозернистого піску. В основі верхньої пачки верств залягає щільний конгломерат або грубий пісковик. У цих відкладах зустрічаються численні рештки уніонід. Серед них згадують Unio stolitzkai N e u m., дрейсен та ін. Серед решток хребетних виявлені кістки Mastodon borsoni, M. arvenensis, носороги олені, гіпаріони, мавпи, черепахи, птахи й риби. Це фауна так званого *русильонського типу.* Залягають рештки її у перевідкладеному стані. В басейні Кучургану й Кодими поратські верстви виявлені пісково-гальковими відкладами. У напрямку до м. Рені кучурганські, або поратські, чи левантинські, відклади перекриваються галечниками молодшого віку. В басейні Дністра пісково-галькові відклади залягають на верхніх терасах, нижні поверхи яких мають молодший, четвертинний вік.

Таким чином, простежується перехід від пізньопліоценового до четвертинного етапу акумуляції осадків у межах річкових долин у західній частині Причорноморської западини. На іншій частині її території, зокрема на низьких тоді вододілах, розвивалась кора звітрювання, формувалася товща червонобурої глини.

Четвертинна система

Акумуляція осадків у третинному періоді завершилася встановленням на південно-західній частині Російської платформи континентальних умов. Загальні особливості звільненої від моря місцевості характеризували риси низинної суші, слабо розчленованої річковими долинами і в значній мірі обводненої. На цій території нагромаджувалися товщі *червонобурої глини.* Під її верствами були поховані нерівності давнього рельєфу. Утворилася полігенна рівнина, яка стала основою для геоморфологічних перетворень і акумуляції осадків у четвертинному періоді. Перетворення фізикогеографічних умов, які встановилися на початок четвертинного періоду, почалися в першій половині постпліоцену. Вся область Причорномор'я і прилеглі території вступили в коротку, але різку фазу підняття. Рівень денудації тоді знизився на 50—100 *м* порівняно з сучасним. Річки різко поглибили свої долини, в яких течуть і в наш час. У районах особливо значних піднять річки виробили складні врізані меандри, як це видно в долині Дністра. Головні ріки басейну Чорного моря — Дніпро, Дністер і Дунай — мали спільну дельту, розташовану на місці теперішньої Одеської затоки, на дні якої виявлені викопні торфовища. Азовського моря тоді ще не існувало, на його місці протікав Дон, що через теперішню Керченську протоку впадав у Чорне море.

Час ерозійного розчленування поверхні Причорноморської рівнини тривав досить довго і завершився на межі постпліоцену і плейстоцену. Свідками геологоісторичних процесів того часу лишилися потужні відклади пісково-галькових верств, наприклад, у долині Кальміусу вище Жданова, в районі Тирасполя та ін. Зміна ерозії переважною акумуляцією сталася в середньочетвертинну епоху в результаті розвитку зледеніння. Край максимального, дніпровського, льодовика просунувся до Дніпропетровська — майже до північного краю Причорноморської западини. Разом з цим рівень моря, яке заповнювало Чорноморську западину, значно піднявся проти сучасного. Евксинське море, як його назвав М. І. Андрусов, простягалося від пониззя Дунаю, через Причорномор'я, Північний Крим, Манич, до Каспійського моря. У мілководній частині та на просторі між узбережжям Евксинського моря і краєм зледеніння йшла посилена акумуляція осадків, що тепер становлять потужні товщі лесу. Лесові породи, накладені на вододільних частинах Причорноморської низини, створили її основні риси майже ідеальної рівнини.

Подальший розвиток акумуляції припадає на час відступання Дніпровського зледеніння, зниження рівня Евксинського моря і нового посилення ерозії в річкових долинах. Тоді виробилися уступи від вододільних просторів до верхніх терас річкових долин. Пізніше, за новодніпровського (новориського), прип'ять-окського зледеніння посилилась акумуляція осадків у річкових долинах, де нагромаджувалися відклади верхніх терас. У Причорномор'ї відкладались узунларські верстви і складені ними тераси. Пізніше, після тривалої фази ерозії між дніпровським і полісько-валдайським (вюрмським) зледенінням, у річкових долинах утворилися другі тераси, а на узбережжі Чорного моря — карангатські верстви і складена ними тераса.

З відступанням краю зледеніння за межі басейну Дніпра завершився середньочетвертинний етап осадкоутворення в Причорноморській западині. Голоцен у Причорномор'ї виявився в нагромадженні пересипів лиманів, морських кіс і високих заплавних терас у пониззях річок, що впадають у Чорне море. До того часу відноситься і утворення Сивашів. Під кінець голоцену в Причорномор'ї створилися умови, вже цілком близькі до сучасних. Настав історичний період.

У Причорноморській западині в складі четвертинної системи виділяються:

I. Постпліоцен: скіфський ярус — червонобурі глини; тираспольський ярус — пісково-галькові відклади.

II. Плейстоцен: дніпровський ярус — евксинські верстви, лесова формація; прип'ятський ярус: узунларські верстви, алювій третіх терас; поліський ярус — карангатські верстви, алювій других терас.

III. Голоцен: пересипи лиманів, високі заплавні тераси.

IV. Сучасна епоха.

Далі наводимо лише загальну їх характеристику. Морські четвертинні відклади докладно розглянуто в розділі про геологічну будову Криму, де вони найбільш повно представлені.

Постпліоцен. С к і ф с ь к и й я р у с. Ч е р в о н о б у р і г л и н и. У Причорноморській западині ярус червонобурих глин виявлений найбільш повно. Дослідження їх провадили І. Ф. Сінцов, М. О. Соколов, М. І. Набоких, П. О. Православлєв, Б. В. Пясковський, В. І. Крокос, П. К. Заморій, В. Г. Бондарчук та ін.

У західній частині Причорноморської западини, в басейні рр. Куяльників, червонобура глина лежить на верствах куяльнику, взагалі на неогені, і вкривається відкладами лесу, з якими з'єднана непомітними переходами. Забарвлення глини в цьому районі буре, червонобуре, оранжове. Потужність місцями перевищує 10 *м.* У басейні Інгульця, у пониззі Дніпра і його правобережних приток, червонобурі глини у верхній частині більш піскуваті, збагачені на кристалики гіпсу і конкреції карбонатів. У районі Берислава, Олександрівки, по Золотій балці червонобурі глини у верхній частині переходять у піски. В східній частині Причорноморської западини умови залягання червонобурої глини подібні до умов залягання її на заході. В узбережній зоні вони налягають на більш дрібнозернистий пісок куяльницького віку.

Ближче до схилів Приазовського кристалічного масиву в підошві червонобурої глини лежить вапняк понтичного віку. На вододілі між б. Зінцовою і р. Кальчиком, в районі м. Жданова, в покрівлі її виявлено потужні верстви піщано-галькових відкладів. У цьому відношенні залягання червонобурих глин на Приазов'ї нагадує їх залягання на Криворіжжі, в пониззі Дніпра тощо. На північ від Азовського моря, з наближенням до Донецького кряжа, потужність червонобурої глини зменшується, а в межах виходів кам'яновугільних відкладів її немає. У Причорноморській западині в цілому червонобурі глини поширені на всьому протязі від Дністра до Дону.

Механічний склад червонобурої глини в Причорномор'ї змінний. Переважають частки 0,01—0,005 *мм* діаметром. За механічним складом червонобурі глини на півдні УРСР близькі до лесу.

Червонобура глина включає такі переважні 14 мінералів: кварц, плагіоклаз, ортоклаз, кальцит, каолін, піролюзит, лімоніт, серицит, турмалін, біотит, пірит, гранат і гіпс.

Скам'янілості в червонобурій глині зустрічаються рідко. Це зумовлене особливостями її діагенезу, які не сприяли збереженню органічних решток.

Тираспольський ярус. Піщано-галькові відклади. До тираспольського ярусу належать піщано-галькові відклади, що залягають на червонобурих глинах у Приазов'ї, в пониззі Дніпра і складають галечникові тераси Дністра. Найяскравіше ці відклади виявлені на терасах Дністра в Тирасполі. Товща піщано-галькових відкладів у цьому районі складає одну з найпоширеніших на Дністрі, четверту терасу. В терасових відкладах поширені викопні черепашки Vivipara diluviana var. gracilis Kunth., V. diluviana var. crassa Kunth., V. fasciata Müll., V. tiraspolitana Pav., Melanopsis esperoides Sabba, Lithoglyphus naticoides Hal., Succinea oblonga Drap., Coretus corneus L., Planorbis planorbis L., Theodoxus semiplicatus Hel., Th. transversalis Hel., Th. serratiliniformis Geyer, Ancylus fluviatilis Müll., Unio batavus haassica Haas, U. crassus Retz., Dreissensia polymorpha Pall., Cyclas rivicola Leach., Sphaerium solidum Norm., Pisidium amnicum Müll., Corbicula fluminalis Müll.

У західній частині Причорноморської западини піщано-галькові відклади широко представлені в пониззі рік Пруту—Дунаю. Найбільш цікаві відслонення цих відкладів описані на схід від м. Рені, на узбережжі лиману Ялпуху, біля с. Бабеля. У літературі ці відклади відомі під назвою *верстви Бабеля.* Відомості про ці верстви зібрані в працях Сіратта, М. О. Соколова, І. Ф. Сінцова, О. П. Павлова та ін. Представлені верстви Бабеля різнобарвними суглинками та піском і підстелюють вони товщу лесу. В них є багато решток молюсків, серед яких називають Didacna crassa, D. trigonoides, Corbicula fluminalis, Unio pictorum, Vivipara diluviana.

За палеонтологічними даними верстви Бабеля належать до верхніх горизонтів тираспольського гравію і низів евксинських відкладів Чорноморського басейну.

Піщано-галькові відклади, синхронні з тираспольською товщею Дністра і, частково, відповідні низам евксинських верств середньочетвертинного віку, відомі в різних районах нижньої течії Дніпра. На Нікопольщині піщано-галькові відклади лежать в основі четвертинної системи і відомі і в інших районах Запоріжжя. У відкладах нікопольсько-запорізького гравію відомі рештки Vivipara diluviana Kunth, чим встановлюється їх постпліоцено-плейстоценовий вік. Недавно Г. І. Молявко і І. Г. Підоплічко (1952) визначили вік знайдених у давньому алювії дніпрової долини решток південного слона (Elephas meridionalis), давнього зубра (Bison priscus), коня Стенона (Equus Stenonis), носорога, оленя, тюленя як пізньопліоценовий. Поховані кістки в алювії у нижньочетвертинному часі. Про це свідчить знахідка решток південного слона в пісках на глибині 51,7 *м,* що їх підстелює жовта глина скіфського ярусу.

Акумулювався алювій нижче Каховки ще у кімерійському часі, коли в перекопську затоку кімерійського моря впадали повноводні ріки, про що писалося вище. В нижньочетвертинну епоху долина пра-Дніпра була вже вироблена, і згадані наноси слід розглядати як відклади стародавньої дельти, що, зміщуючись відповідно до коливань рівня Чорного моря, існувала до голоцену. По відношенню до розміщення древніх дельт сучасне гирло Дніпра зміщене на захід. Тривалий розвиток процесу акумуляції в пліоцені і постпліоцені на схід від сучасного нижнього Дніпра завершився створенням первинної акумуляції узбережної рівнини, якій не властиві тераси, про що писали Д. М. Соболєв, услід за ним П. К. Заморій та ін.

Велике поширення піщано-галькових відкладів установлене на узбережжі Азовського моря в басейнах рр. Кальміусу, Кальчика, Мокрої Білосарайської, Широкинської, Грузького Єланчика; вони виявлені на вододілі б. Зінцової і р. Кальчика на північ від м. Жданова (Бондарчук, 1931). В їх складі переважають гальки кристалічних порід, поширених на Приазовському кристалічному масиві та на південних схилах Донецького кряжа. Розмір гальки змінний; часто зустрічають валуни до 1 *м* діаметром. У підошві піщано-галькових відкладів на Приазов'ї лежить товща червонобурих глин, а вкриті вони ярусами лесу з трьома горизонтами похованого грунту.

Поширення піщано-галькових відкладів закономірне, і вони складають наче облямовання евксинських морських відкладів. Це спостерігаємо на східних схилах Тарханкутської височини, а також на південних схилах Українського кристалічного щита. В наступну, середньочетвертинну епоху, коли рівень евксинського моря досяг найвищого свого ступеня, а процес акумуляції посилився в результаті просування на південь краю дніпровського зледеніння, піщано-галькові верстви були перекриті відкладами лесу дніпровського ярусу.

Плейстоцен. Дніпровський ярус. Умови акумуляції відкладів у середньочетвертинну епоху в Причорноморській западині були дуже своєрідні. Основну особливість становили трансгресія евксинського моря і просування краю дніпровського зледеніння майже до північної межі Причорноморської западини. Відклади дніпровського ярусу становлять наймолодшу товщу, що повсюдно поширена в Причорноморській западині. В складі цього ярусу виділяються евксинські верстви і лесова товща.

Евксинські верстви. Найдавніші четвертинні морські відклади цього віку вперше виявив М. І. Андрусов (1905) на Керченському пів-

острові. Далі їх описували А. Д. Архангельський і М. М. Страхов (1932), В. Г. Бондарчук (1931, 1933). Нарис евксинських відкладів дано в розділі геології Криму.

У західній частині Причорноморської западини евксинські відклади виявлені в долинах лиманів. Вони вистелюють їх ложе і відслонюються в основі верхніх терас. Вище по долинах річок евксинські відклади виклинюються, а в долині Дністра переходять у терасові піщано-галькові відклади третіх—четвертих терас. У пониззі Дніпра давньоалювіальні дельтові відклади поширені в усьому Присивашші. У східній частині Причорноморської западини евксинські відклади залягають неширокою смугою вздовж південного схилу Приазовського кристалічного масиву. В цоколі їх, наприклад на схід від м. Жданова, місцями лежать верстви сарматського віку. На схід від долини р. Молочної в рельєфі досить виразно простежується берегова зона евксинського моря. Евксинська тераса в геоморфології Приазов'я відіграла істотну роль (Бондарчук, 1931, 1933) (рис. 59).



Рис. 59. Наверствовання евксинських відкладів у Приазов'ї.

Літологічний склад евксинських відкладів мало змінний. Переважають відклади глини в долинах лиманів, а на Приазов'ї — піски й глинисті піски з добре виявленою ускісною верствуватістю.

В евксинських відкладах досить часто зустрічаються рештки молюсків. У глинах, виявлених на дні одного з лиманів, поширені такі форми: Vivipara fasciata M ü l l., Bithynia tentaculata L., Lithoglyphus neumayri S a b b a, L. naticoides S a b b a, Valvata piscinalis M ü l l., V. andreanea M e n z., V. cristata M ü l l., Theodoxus serratiliniformis G e y e r, Lertetia saxigena G e y e r, Micromelania lincta M i l., Dreissensia polymorpha var. fluviatilis P a l l., Didacna trigonoides P a l l., Didacna crassa E i c h w., Adacna fragilis M i l.

У піщано-глинистих верствах, відслонених в основі евксинської тераси одного з лиманів у західній частині Причорноморської западини, склад викопних молюсків дещо інший: переважають мешканці прісних вод, а деякі солоноводні представники відсутні. Знайдені численні черепашки Vivipara fasciata M ü l l., Bithynia tentaculata L., Lithoglyphus naticoides S a b b a, L. neumayri S a b b a, Valvata piscinalis M ü l l., V. andreanea M e n z., Melanopsis esperoides S a b b a, Theodoxus transversalis S a b b a, Th. punctatolineatus S i n z., Succinea putris L., S. oblonga D r a p., Coretus corneus L., Planorbis marginatus P o j r., Gyraulus albus M ü l l., Limnaea ovata M ü l l., Ancylus lacustris L., Dreissensia polymorpha var. fluviatilis P a l l., Unio tumidus R e t z., Didacna trigonoides P a l l., Didacna aff. crassa E i c h w.

Загальний габітус фауни з узбережної фації евксинських відкладів у західній частині Причорноморської западини тотожний з аналогічними фаунами плейстоцену середнього Придніпров'я і характерний для часу дніпровського (риського) зледеніння.

Велика кількість викопних черепашок молюсків була виявлена в евксинських відкладах на узбережжі Азовського моря (Бондарчук, 1931). Там особливо численні рештки вівіпар, уніонід, дрейсен, у тому числі таких, як Dreissensia rostriformis D e s h., Dr. crassa A n d r u s., Dr. caspia E i c h w., Dr. eichwaldi I s s e l, Corbicula fluminalis M ü l l., Didacna crassa E i c h w., D. pseudocrassa P a v., D. rudis N a l., Monodacna colorata E i c h w.

Палеонтологічні рештки з евксинських відкладів на північному узбережжі Азовського моря такі і на його південному узбережжі, зокрема в районі оз. Чокраку.

Значна опрісненість евксинського басейну на всьому його просторі здавна пояснювалась припливом у Чорноморську западину талих льодовикових вод дніпровського зледеніння.

Лес дніпровського ярусу. Лесовий покрив у Причорноморській западині дуже поширений і має змінну потужність, що залежить від нерівностей підлесового рельєфу. В давніх пониженнях потужність лесу збільшується, на вододільних просторах вона змінюється в межах 9,3—33,4 *м*.

Характерну особливість лесової товщі Причорноморської западини становлять горизонти похованого грунту. Кількість їх залежить від потужності лесового ярусу, і там, де вона більша, збільшується і число гумусових горизонтів. Буває їх від 0 до 5, переважно 2—3 горизонти. Товщина їх від 0,20 до 2,85 *м*. В останньому випадку говорити про нормальне утворення такого потужного грунту не можна (рис. 60). Забарвлення лесових порід у межах Причорноморської западини змінне. В урвищах Чорного моря верхня частина лесу має буруватопальовий колір. Нижче лежать жовтуватопальові, світліші суглинки, з ознаками типового лесу. В основі розрізу лес має шоколадний колір і поступово переходить у підстелюючу його червонобуру глину.

На всьому просторі Причорномор'я лес дніпровського ярусу має виразну або приховану верствуватість. Характерна значна кількість у ньому конкрецій гіпсу та карбонатів; це особливо часто спостерігається на Приазов'ї, де місцями вони зовсім змінюють нормальну структуру лесу. Особливості лесу змінюються також у межах подів. Там він набуває зеленуватого забарвлення, верствуватість його стає виразнішою, по простяганню подові лесоподібні суглинки непомітно переходять у звичайний лес.

Механічний склад лесу неоднаковий на всьому просторі Причорноморської западини. В західній, придністровській, частині лес піскуватий. Ближче до Тилігульського лиману він стає більш глинистим, і кількість піску в ньому не перевищує 2%. Максимум припадає на частки діаметром 0,05—0,005 *мм*. Зміни механічного складу з глибиною не помітно. Відповідно до механічного складу одноманітний і хімічний склад лесів Причорномор'я. Кількість гумусу у викопних грунтах досягає 0,62%.

За механічним складом лес Приазов'я мало відрізняється від лесів західної частини Причорноморської западини. Часток діаметром 0,05—0,005 *мм* — від 38,87 до 55,52%. Значний процент становлять частки менші за 0,001 *мм*. Поряд з цим у лесі зустрічаються включення грубших часток, гальки й валуни, як то можна спостерігати в берегових урвищах Азовського моря на схід від м. Ногайська. Цікаву особливість складу лесу в західній частині Причорноморської западини становить наявність включень вулканічного попелу. М. М. Карлов у 1951 р. виявив лінзу вулканічного попелу в лесі Болградського



Рис. 60. Лес з проверстками викопного грунту. Приазов'я.

району, на нижньому Дунаї. Проверсток попелу має товщину в 0,3—0,8 *м*. Лесові суглинки, в яких виявлено вулканічний попіл, лежать на евксинських верствах, і походження їх водне.

Мінералогічний склад лесу дніпровського ярусу Причорноморської западини досліджено недостатньо. Серед його мінералів відомі авгіт, апатит, біотит, гранат, гіпс, глауконіт, гематит, дистен, діопсид, кварц, кальцит, кремінь, лімоніт, серицит, мікроклін, олівін, ортоклаз, плагіоклаз, піролюзит, піроп, рогова обманка, силіманіт, турмалін, сфен, хлорит, халцедон, епідот, цоїзит. Джерела мінеральної речовини для утворення лесів Причорномор'я поки що не досліджені. Можна лише твердити, що джерелом живлення для них були продукти руйнування місцевих порід і значна маса принесеного здалеку, з льодовикової області, матеріалу.

Органічні рештки в лесі дніпровського ярусу Причорноморської западини зустрічаються рідко. В лесах Приазов'я виявлені лише поодинокі черепашки наземних молюсків. У ряді інших районів знайдено кістки ссавців.

П р и п'я т с ь к и й я р у с. Прип'ятський ярус четвертинних відкладів у Причорноморській западині не має значного поширення. Континентальні відклади цього часу розвинуті лише в річкових долинах. Зокрема, в межах Дніпра вони складають товщу, розвинуту на верхній (на широті м. Києва — моренній) терасі. Відповідні їм відклади простежені на нижньому Дніпрі у вигляді терас на правому й лівому берегах Дніпровського лиману.

В складі прип'ятського ярусу четвертинних відкладів у Причорномор'ї виділяються узунларські морські верстви і лесові озерно-річкові відклади.

Узунларські верстви. В західній частині Причорноморської западини узунларські відклади виявлені лише в долинах лиманів. Вони лежать на палеонтологічно охарактеризованих евксинських верствах, з якими межа не помітна. На пересипах лиманів поверхня узунларських верств розмита. На ній лежать карангатські відклади з різко відмінним складом викопних черепашок молюсків. Нижню частину узунларських відкладів, товщина яких досягає 15 *м*, складають верстви синюватоголубої глини, що догори поступово переходить у глинистий пісок. У ньому визначені численні черепашки: Abra ovata, Cerithiolum reticulatum, Cardium edule, C. picta, C. exigum, Mythilaster monterosotoi, Rissoa splendida, Hydrobia ventrosa, Setia valvatoides, Nassa reticulata, Mangelia pontica, Monodacna colorata.

На відміну від складу евксинських молюсків, тут переважають представники мешканців більш солоної води. На цій підставі можна робити висновок про те, що з відступом дніпровського зледеніння сталося і зниження рівня евксинського моря, повільне його осолонення і заселення більш солелюбними формами, ніж до того. В цьому відношенні узунларські верстви є наче перехідними від евксинських внизу до карангатських вгорі, з яких перші відповідають початкові, а останні завершенню плейстоценової льодовикової епохи.

На узбережжі Азовського моря узунларські верстви поширені на терасі, яка місцями дуже добре виявлена. Ця тераса становить перехідний ступінь між верхньою, евксинською, і нижньою, карангатською, терасами. Послідовність зміни умов у Чорноморському басейні в плейстоцені знайшла свій відбиток також і в рельєфі.

Лес і озерно-річкові відклади. На Причорномор'ї лес і озерно-річкові відклади виявлені лише на нижньому Дніпрі в районі мм. Велика Лепетиха — Каховка. Відомі вони і в межах третіх терас в долинах річок.

На лівобережжі нижнього Дніпра прип'ятський ярус лесу складений вгорі буруватосірим лесоподібним суглинком і, під ним, суглинком зелено-буруватосірим з яскравою тонкою верствуватістю водного походження. У товщі суглинків на межі двох горизонтів П. К. Заморій і Т. О. Ткаченко (1953) виявили лінзу вулканічного попелу, товщиною до 0,9 *м* і довжиною близько 12 *м*. Попіл являє собою жовтуватопальову, сильно пористу, верствувату породу, що легко розтирається в порошок. У тонкій фракції попелу немає важких мінералів. Основу пилуватої фракції становлять уламки вулканічного скла. З мінералів у попелі, за даними Заморія і Ткаченко, виявлені авгіт, ільменіт, дистен, гранат, турмалін, лейкоксен, рутил, силіманіт, ставроліт. Включення вулканічного попелу у лесових породах на терасах відомі в районі Дніпропетровська, по р. Лугані тощо.

П о л і с ь к и й я р у с. Відклади поліського ярусу нагромаджувалися, коли в процесі осадкоутворення на всій території УРСР важливу роль ще відігравали льодовикові наноси. Край полісько-валдайського зледеніння містився далеко за межами УРСР, тому власне льодовикові відклади в її межах, зокрема в Причорноморській западині, відсутні. Умови відкладання осадків у Причорномор'ї за полісько-льодовикового часу нагадували умови дніпровсько-льодовикового часу. Рівень Чорного моря, що після узунларської фази сильно знизився, тепер знову дещо піднявся. У межах Чорноморської западини утворився новий, карангатський басейн. Повноводні ріки приносили багато наносів. Дніпро утворив велику дельту, що поширилася на значну частину західного Присивашшя. В річкових долинах у цей час утворилися другі тераси, складені з пісково-глинистого алювію і, місцями, лесу.

У складі поліського ярусу на Причорномор'ї виділяються: морські карангатські верстви, дельтові і терасові відклади.

Карангатські верстви. Відклади карангатського моря поширені на пересипах лиманів і часто становлять на узбережжі моря невисоку, 1,5—2 *м*, терасу, на якій немає покриву лесу. Гіпсометрично і за віком ця тераса відповідає другій терасі річкових долин УРСР.

На пересипах лиманів карангатські відклади виявлені сірим нерівнозернистим піском. Внизу пісок більш глинистий, залягає на розмитій поверхні узунларських або евксинських відкладів. Типові верстви карангатського віку описали А. Д. Архангельський і М. М. Страхов на південному узбережжі Азовського моря.

У карангатських верствах органічні рештки зустрічаються дуже часто. Склад викопних черепашок молюсків з карангатського горизонту більш різноманітний порівняно зі складом їх в узунларських, а також і сучасних відкладах. Серед них переважають мешканці солоних і значно тепліших, ніж у попередні віки, вод. Головні серед них: Patella pontica, Ostrea taurica, O. submammilosa, Modiola adriatica, Arca (Anadara) noe, Nucula nucleus, Loripes lacteus, Tellina donacina, Gastrana fragilis, Scrobicularia plana, Abra alba, Donax julianea, Mactra corallina, Meretrix rudis, Venus gallina, Petricola lithophaga, Dosinia exoleta, Cardium tuberculatum, C. edule, Corbula gibba, Saxigena arctica, Solen marginatus, Ensis ensis, Chama griphoides, Tapes rugosus і багато інших.

Потужність карангатських відкладів незначна. В місцях їх відслонень, наприклад на Керченському півострові, вони носять сліди розмиву. Це свідчить, що після карангатського часу, або після полісько-валдайського зледеніння, рівень Чорного моря знизився. Берегова лінія його лежала в межах сучасної. Відклади цього басейну у відслоненнях не зустрічаються. На підставі знахідок фауни і осадків на дні Чорного моря А. Д. Архангельський виділив в історії цього басейну *новоевксинську фазу.*

Дельтові відклади. Поліська дельта виявлена лише у Дніпра. Вона розташована на захід від евксинської і східніше від сучасної; має вигляд трикутника з основою від гирла Дніпровського лиману до м. Хорли і з вершиною біля м. Каховки. Поверхня дельти зрівнена, тільки поблизу сучасної дельти поверхня давньої нерівна, через численні нагромадження купчастих пісків. У східній частині піщаний покрив дельти заміщується покривом з лесоподібних порід, що нагадує взаємовідношення покривних відкладів на другій терасі річок у басейні середнього Дніпра. В одній із свердловин у південній частині поліської дельти Дніпра потужність відкладів дорівнює 128,40 *м*. Для них характерне переверствування піску і глини. У верхній частині забарвлення дельтових відкладів жовтувате, як у лесу. Це відклади надводної дельти. Підводну частину її становлять піски й глини, забарвлені в характерний для дельтових відкладів сірий і синюватий колір.

Органічні рештки у відкладах давньої дельти Дніпра майже відсутні. В цьому відношенні поліські дельтові відклади Дніпра не становлять винятку — відсутність помітної кількості тваринних решток становить, як відомо, провідну рису дельтових відкладів.

Голоцен. Азово-Чорноморський ярус. Початок голоцену на півдні УРСР позначився загальним зниженням. Особливо помітні тектонічні занурення були в Присивашші. Процес опускання триває і в наш час. Важливу рису розвитку фізико-геологічних умов за голоцену становить повсюдний наступ моря на сушу. Конкретними виявленнями цього процесу є утворення численних лиманів на північному Причорномор'ї та Приазов'ї, а також інтенсивне підмивання морем північних берегів. Круті урвища їх невпинно поновлюються, а продукти розмиву їх виносяться в морські глибини. Дуже наочні наслідки опускання на Сивашах. В їх районі потужний дніпровський ярус лесу занурився майже на всю свою товщину. Над вкритим сіллю дном заток Сиваша він піднімається лише на 2—4 *м*. Вздовж усього північного узбережжя Чорного і Азовського морів простягаються неширокі смуги пляжів. Уже під час невеликого хвилювання море безпосередньо підмиває круті береги. Ще одну особливість голоценової епохи в Причорноморській западині становить нагромадження великих кіс, пересипів, а в окремих районах — берегових валів та дюн.

У складі азово-чорноморського ярусу голоценового відділу виділяються відклади дельтові, пересипів і високих заплавних терас.

Дельтові відклади. Голоценові дельти нагромадили лише ріки Дніпро і Дунай. Переважна більшість інших річок Причорноморської западини впадає в лимани, які виповнюються наносами. Характер наверствування відкладів у дніпровій і дунайській дельтах однаковий. В їх межах грунт утворився на піску, переповненому битими черепашками молюсків. Характерну особливість становить переверствування піску й піскуватої глини з черепашником. Воно простежене до глибини понад 12 *м*. Серед викопних черепашок молюсків у дельтових відкладах Дніпра нижче Херсона виявлені: Theodoxus danubialis, Th. serratiliniformis, Lithoglyphus naticoides, Melanopsis esperoides, Radix auricularia, Vivipara fasciata, Bithynia tentaculata, Micromelania lincta, Monodacna colorata, Dreissensia polymorpha, зрідка Cardium edule тощо.

Відклади кіс та пересипів. У переважній більшості великі й численні коси та пересипи лиманів, а також великі берегові вали на узбережжі Азовського і Чорного морів складені з перемитого морського піску і черепашок молюсків. В черепашниках на Азовському морі переважають Monodacna colorata Eichw. з домішкою черепашок Cardium edule L. На Чорному морі коси й пересипи лиманів складені переважно з черепашок Cardium edule L.

Рельєф пересипів і кіс ускладнений різними еоловими формами,— розвіювання, навіювання,— серед яких найпоширеніші дюни. Між підвищеннями часто розміщаються невеликі озерця солоної води з покладами чорної лиманної грязі на дні. Елементи фізикогеографічних особливостей сучасності повною мірою властиві були голоцену. Історичний час відзначається розвитком людської культури, впливом людського суспільства на природне оточення та планомірним його перетворенням в умовах соціалістичного ладу.

4. ТЕКТОНІКА І ВУЛКАНІЗМ

Структура Причорноморської западини висвітлена ще недостатньо. І досі розбіжні погляди щодо положення її в структурі південного заходу Російської платформи і власної її внутрішньої структури. Зведення даних про тектоніку Причорноморської западини дали М. В. Муратов (1949, 1955) і автор (1950, 1955).

Причорноморську западину розглядаємо як платформену структуру, наче моноклінальну синеклізу, кристалічний докембрійський фундамент якої занурений на значну глибину. З півдня кристалічний фундамент зрізаний розломами і в межах Північно-Кримського передового прогину занурений дуже глибоко. Самий прогин ровоподібний. Північна межа його схематично проходить в напрямку: пониззя Пруту, південніше Одеси—Перекоп—Бердянськ—Жданов—Таганрог—Ростов. Південний борт прогину лежить біля підніжжя Яйли, а сам він включає антиклінальні склепіння Тарханкуту і синклінорій Керченського півострова. Докладно питання структури Північно-Кримського прогину розглянуте в описі геологічної будови Криму.

Розломи південного краю Російської платформи і занурення Північно-Кримського передового прогину, в основному, сталися в юрському періоді. Фації і потужність юрських відкладів у межах прогину і в Причорноморській западині різні. У післяюрський час вся область Причорномор'я перебувала в умовах напруженого тектогенезу. Переважали низхідні коливальні рухи. В складній мінливості спрямовань тектогенезу в Кримських горах, особливо починаючи з третинного періоду, переважали висхідні рухи. В Причорноморській западині і в Північно-Кримському прогині нагромаджувалися товщі осадків, потужність, літологічний склад і поширення яких в окремих районах області різні. Найбільша потужність осадочної товщі в Північно-Кримському передовому прогині.

Переважання процесу акумуляції в Причорномор'ї тривало аж до нижнього плейстоцену. На цей час Причорномор'я визначилося як переважно берегова (акумуляційна) низинна рівнина, поширена від південних схилів Українського кристалічного щита до північних схилів Кримських гір. Лише зона найбільшого прогину, що проходить через Каркінітську затоку, Перекоп, Сиваш і далі через Азовське море до гирла Дону, свідчить, що тут проходить межа двох структурних областей—Причорноморської западини і Північно-Кримського передового ровоподібного прогину.

Докембрійський кристалічний фундамент Причорноморської западини розчленований розломами на окремі блоки. Вони занурені на різну глибину і відзначаються різною рухомістю. Північне Причорномор'я включає два райони переважаючих занурень — Балтську западину в нижньому Подністров'ї на заході і Перекопську западину на сході. Їх поділяє відносно менш занурений дніпровсько-бузький виступ кристалічного фундаменту. Частина кристалічного масиву, що прилягає до нижнього Дніпра, розчленована розломами близького до меридіонального напрямку. По одному з таких розломів проходить долина прориву нижнього Дніпра. Особливості блокової структури кристалічного фундаменту Причорномор'я знаходять своє відображення в поширенні, заляганні, складі мезо-кайнозою, що виповнює западину, а також у розміщенні річкових долин і вигляді берегової лінії моря.

Балтська западина являє собою коритоподібне заглиблення, зі сходу і заходу обмежоване крутими перегинами верств, що вкривають древній цоколь. У найбільш рухливих частинах перегинів розміщені долини нижнього Дністра і Бугу. Розпливчаста плакскладчастість має близьке до меридіонального простягання. Наявність її зумовила розташування річкових долин і лиманів між Дністром і Дніпром. Посилена зануренням берегів, морська абразія сприяла просуванню в материк Одеської затоки, вісь якої лежить на продовженні осі Балтської западини. Лимани Причорномор'я також мають закономірне розташування і займають западини синклінальних перегинів, далеко заходячи в сушу. В цьому полягає основна особливість берегів лиманів, яка в далеких рисах нагадує особливості будови ріасів поперечних берегів гірських країн.

Осадки, що виповнюють Балтську западину, фаціально (це особливо помітно в розрізі третинної товщі) чітко відрізняються від третинних відкладів інших районів Причорномор'я. Тут у нижніх горизонтах переважають вапняково-глинисті фації, що закінчуються балтською піщано-глинистою світою, поширення якої збігається з межами Балтської западини.

Особливості Перекопської западини характерні такою ж мірою, як і Балтської. Цоколь Перекопської западини складають докембрійські відклади, глибоко занурені під осадочні, можливо, починаючи від палеозойських. На межі з відслоненим докембрієм в осадочній товщі Перекопської западини спостерігаються крутий флексурний перегин, прислонене залягання і, можливо, порушення з розривом суцільності. В межах западини в осадочній товщі виявлена складна складчастість, близька до широтного і північно-східного простягання. Заглиблення мають вигляд розпливчастих складок, чіткіше виявлених у північно-східному кутку западини та в її придніпровській частині.

Глибинна структура Перекопської западини знаходить своє відбиття як у фаціях порід, що виповнюють западину, так і в її рельєфі і в обрисі морських берегів. У межах Перекопської западини третинні відклади представлені теригенними компонентами. Для них характерні скупчення марганцевих руд і наявність нумулітових фацій.

Внутрішня структура западини зумовила відхилення Дніпра в нижній його течії в південно-західному, далі в західному — широтному напрямку. Морська абразія, активізована особливостями геологічної структури в цій частині Чорноморського узбережжя, мала широтний — східний напрямок. Так виникла Каркінітська затока Чорного моря, розташована в районі найбільшого занурення Перекопської западини, на межі її з дислокаціями Тарханкуту. Останні з півдня омиває Євпаторійська бухта, що далеко вдається в Кримський півострів у напрямку занурень західної частини Азовської западини.

Область між Балтською і Перекопською западинами, обмежована долинами Дніпра і Бугу, характеризується своєрідними особливостями представлених тут осадочних товщ, із складу яких випадають окремі стратиграфічні горизонти і в них переважають теригенні фації. Це зумовлене значними коливальними рухами кристалічного фундаменту, розломні частини якого занурені на різну глибину.

Дані про прояви вулканізму у власне Причорноморській западині поки що не відомі. На південь від неї, в Північно-Кримському ровоподібному прогині, вулканогенні породи виявлені в юрській товщі. Вулканічна діяльність у цих районах була зв'язана з горотворенням в Криму.

Основні риси історії акумуляції осадків у межах Причорноморської западини

Утворення кристалічного фундаменту Причорноморської западини завершилося за докембрійського часу. На самому початку кембрійського періоду південно-західна частина Російської платформи являла собою гористу країну, що ймовірно, поширювалась на всю область Причорномор'я і до середземноморських країн.

У нерівностях поверхні платформи тоді нагромаджувалися осадочні породи, які в пізніші періоди були майже знесені денудацією. Перед початком кембрійського періоду в південно-західній частині платформи намітилось опускання кристалічного фундаменту. Це викликало трансгресію моря по всьому західному фронту Російської платформи і вироблення вздовж її краю абразійної тераси. Поверхня кристалічного фундаменту занурена на південний захід більш як на 1100 *м* на відрізку Косоуці—Унгени, а на південний схід, в напрямку Жван—Одеса, на 1500 *м*. У ранньому палеозої вздовж західного і південно-західного схилів Російської платформи йшла акумуляція осадків. Послідовні коливальні рухи зумовили утворення в Причорномор'ї і прилеглих районах Молдавської РСР, а також на Поділлі, принаймні трьох накладених один на один осадочних комплексів: 1) рифейсько-кембрійського, переважно пісковиково-сланцьового, 2) ордовицького, переважно вапнякового, і 3) силурійського, переважно глинисто-сланцьового.

Залягання палеозойських відкладів у середньому Подністров'ї порушене. Вони слабо складчасті. Антикліналі мають вигляд валів, крила яких ускладнені флексурними перегинами. Такі два валоподібні підняття Дністер перерізає між сс. Молодовим і Черменами. Ряд порушень у заляганні палеозойських відкладів відзначив Р. Р. Виржиківський по р. Ушиці. Крейдові відклади, що перекривають тут дислокований палеозой, участі в дислокаціях не беруть.

Важливу особливість кембрійських відкладів становить наявність вулканогенного матеріалу й ефузивів, що свідчить про активну вулканічну діяльність у кембрії на західних окраїнах Російської платформи.

На межі ордовику і силуру на південному заході Російської платформи відбувались тектонічні рухи. Про це свідчить незгідне налягання силурійських відкладів на кембрійські. Протягом силурійського періоду тривали прогинання південно-західного краю платформи. Разом з тим відбувались дислокації її осадочного облямовання. Серед дислокацій поширені валоподібні підняття, одне з яких проходить через Унгени на південно-південний схід, до Одеси.

Палеозойські відклади на платформі зібрані в положисті валоподібні складки, що простягаються з північного заходу на південний схід. Крім валоподібних структур виявлені куполоподібні підняття, а по самому краю платформи — флексурні перегини. Розломи південно-західного краю Російської платформи і утворення Нижньодунайської, або Придобруджинської, западини почалися з палеозою.

Після силуру південний край Російської платформи становить область денудації. Акумуляція осадків відбувалась переважно в межах Нижньодунайської западини і, далі, в Добруджинській геосинклінালі.

Розвиток Нижньодунайської западини тривав аж до тріасу включно. З цього періоду в Добруджі починається горотворення. Разом з цим на північ від Добруджі формується прогин, відокремлений від платформи розломами.

В юрському періоді акумуляція відкладів у Нижньодунайській западині розвивається особливо інтенсивно. Верстви догеру та мальму залягають трансгресивно. Морські відклади юри в титоні заміщаються лагунними. Серед них з'являються верстви гіпсу й ангідриту. Разом з інтенсивними опусканнями, в юрському періоді в зоні розлому південніше краю платформи розвинута була вулканічна діяльність.

Юрські відклади в нижньодунайській частині Причорноморської западини виявляють помітну дислокованість, у вигляді складок північно-західного простягання. В кінці юрського періоду вся територія південно-західної частини Російської платформи стає сушею. В її межах переважають процеси денудації. Цей етап розвитку структури Причорноморської западини завершується на межі ранньої і середньої крейди. Починаючи з апту — частково, а з альбу — вся територія Причорноморської западини вступає у фазу тривалого занурення. Найбільше опускання і найширша трансгресія моря сталися в сеномані. Область найбільшого прогинання і, відповідно, найбільшої потужності крейдових відкладів була в межах Північно-Кримського прогину, в західній частині Причорноморської западини, а також у Прикарпатському прогині, що почав, як і Північно-Кримський, розвиватися в юрському періоді. Падіння верств крейди, як і молодших відкладів, спрямоване до осі максимального прогину. Залягання крейди має вигляд своєрідного синклінорію, з крил якого північне простягнуте до південних схилів Українського кристалічного щита, а південне — до передгір'їв Криму. В цих межах розміщені всі післякрейдові відклади, з їх закономірно змінними складом, потужністю, літофаціями тощо.

Сеноманське море займало майже всю територію Українського щита. Продукти руйнування кристалічних порід докембрію були основним джерелом матеріалу для крейдових і більш давніх відкладів. У крейдовому періоді це джерело мінеральних мас у значній мірі було закрите. Крейдові відклади, як і давніші наверствування, стали субстратом, в якому вироблялися пізніші геоморфологічні елементи, окремі релікти яких беруть участь у будові сучасного рельєфу.

Умови утворення відкладів у кайнозої в Причорноморській западині досить докладно розглянуто вище. В другу половину третинного періоду коливальні рухи в Причорноморській западині зумовили дуже складну зміну фацій, що знайшла свій відбиток у переверствуванні мілководних морських карбонатних відкладів з узбережними й континентальними. Наверствування окремих ярусів неогену в Причорноморській западині відбувалося в умовах складної геологічної структури й тектонічних рухів. Останні відзначалися тут зміною субширотного напрямку дислокацій Північно-Кримського прогину близькими до меридіональних напрямками структур Передкарпаття. Істотну роль у розподілі літофацій неогену відігравали також автономні рухи блоків кристалічного фундаменту западини.

Ранньотретинний етап процесу акумуляції осадків у Причорноморській западині відзначається двома істотними рисами. Перше — це становлення континентальних умов, що зберігалися до еоцену і особливо виразними були в бучацькому віці. На цей час припадає утворення буровугільної формації, поширеної на всьому просторі Українського кристалічного щита і прилеглих до нього районів. В умовах континентального розвитку формувалась потужна кора звітрювання на дотретинних відкладах, посилювались гіпергенні процеси, активніше розмивались і перероблялись продукти звітрювання. Друга риса склалася в процесі значних опускань і великої трансгресії моря, яка припадає на київський вік. На південно-західній окраїні Російської платформи умови пізньоеоценової трансгресії в певній мірі нагадували умови сеноманської. У цей час завершився головний кайнозойський етап формування осадочного покриву на півдні платформеної частини УРСР. Дальші етапи історії геологічного розвитку в Причорноморській западині і на межі її з південними схилами Українського кристалічного щита, що визначалися коливальними рухами, зумовили дуже мінливе зміщення берегових ліній морських басейнів, що в різний час виповнювали западину. В цих басейнах ішли складна переробка й перерозподіл мінеральних мас. Процеси переробки й перевідкладання поширилися на продукти руйнування докембрійського кристалічного фундаменту і на всі формації осадочних порід, що на ньому залягали. Узбережна неглибока зона неогенових морів стала областю вибірних мінеральних концентрацій, з котрих деякі мають виняткове народногосподарське значення, наприклад, марганцеві руди та інші корисні копалини.

Розміщення берегових ліній, крім важливого його палеогеографічного значення для Причорноморської западини, відіграє роль також важливої розшукової ознаки.

РОЗДІЛ VIII

ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКА ЗАПАДИНА

1. ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА

Дніпровсько-Донецька западина являє собою одну з найважливіших рис структури південно-західної частини Російської платформи. Це обширна область, в якій докембрійський кристалічний фундамент занурений на велику глибину. Вона розміщена між Українським кристалічним щитом на заході і Воронезьким кристалічним масивом на сході та між середньою течією р. Прип'яті на північному заході і Донецьким кряжем на південному сході. На північному заході і заході западина межує з Білоруським і Поліським зануреними кристалічними масивами. Поліський кристалічний масив відокремлює її від Галицько-Волинської синеклізи. В північній частині Дніпровсько-Москворіцький прогин з'єднує Дніпровсько-Донецьку западину з Московською синеклізою. У басейні Дінця западина з північного сходу обходить Донецький кряж і поширюється далі на південний схід, за межами Української РСР, обходить з півдня і південного сходу Воронезький кристалічний масив і з'єднується з Прикарпатською і Оксько-Донською западинами.

Донецький кряж зміщений по відношенню до осі Дніпровсько-Донецької западини на південний захід і є складовою частиною її структури. Власне Дніпровсько-Донецька западина має вигляд *ровоподібного прогину,* де кристалічний докембрійський фундамент занурений на глибину місцями понад 5000 *м*. Борти цього структурного рову складені з кристалічних порід і занурюються відносно спокійно. Різниця висот дна западини і її бортів досягає 1500—3000 *м*, а різниця висот дна западини і поверхні Українського кристалічного щита перевищує 5000 *м*. Таким чином, з'ясовується, що докембрійський фундамент Дніпровсько-Донецької западини має різко розчленований гірський рельєф, похований під потужною товщею осадочних порід.

Глибина занурення кристалічного фундаменту Дніпровсько-Донецької западини в різних частинах різна. Це одне з виявлень блокової структури її докембрійського ложа. З розломними дислокаціями в межах западини пов'язана ще одна важлива особливість її геологічної будови — наявність в її надрах похованих вулканічних покривів.

Виповнена Дніпровсько-Донецька западина осадочними породами різного віку, походження та складу. Осадки відкладались там за складних коливальних рухів, а в південно-східній частині — і значних тангенціальних стискань, що знайшли свій вияв у Донецькій складчастій споруді. Тектонічне життя западини активно проявляється і в наш час. Прояви його простежуються у розвитку як геологічної

структури, так і рельєфу. Одну з найважливіших рис геології западини становить соляна тектоніка. Ряд соляних структур виявлено в рельєфі. Виповнена осадочними породами Дніпровсько-Донецька западина має характер акумулятивної низинної рівнини. У тектоорогенічному відношенні Дніпровсько-Донецькій западині південно-західної частини Російської платформи в сучасному рельєфі відповідає П р и д н і п р о в с ь к а н и з и н а.

Придніпровська низина займає велику площу. На півночі і північному заході вона непомітно зливається з Поліською низиною, на заході межує з правобережною Придніпровською височиною. В північно-західній частині Придніпровська низина поширюється на правий берег Дніпра приблизно до межі Овруч—Малин—Васильків—Черкаси—Кременчук і вниз по Дніпру, займаючи простір, де поверхня докембрійського кристалічного фундаменту занурюється на схід під осадочні породи. На південному сході вона обмежована виступом докембрійського фундаменту в басейні р. Самари, по вододілу Дніпро—Донець, північно-західними схилами Донецького кряжа. У верхів'ях лівих приток середнього Дніпра Придніпровська низина межує з південними схилами Середньо-Російської височини. Рельєф Придніпровської низини рівнинний, її поверхня на всьому протязі похила на південний захід.

Різниця висот поверхні Дніпровсько-Донецької западини змінюється в досить значних межах. Дніпро падає на протязі між гирлом Прип'яті і Кременчуком майже на 30 *м*. Різниця висот на правому його березі досягає максимуму в Канівському дислокованому районі — 145 *м*.

Закономірний розподіл висот свідчить про терасову будову поверхні западини.

Річкова сітка Дніпровсько-Донецької западини розміщена залежно від геологічної структури і рельєфу області. Відмічається невідповідність похованого рельєфу докембрійського фундаменту Дніпровсько-Донецької западини і сучасного рельєфу Придніпровської низини. Загальний похил південного заходу Європейської території СРСР в бік Чорного моря складався в міру розвитку Кримо-Кавказької геосинклінралі і горотворення в її межах. Повністю визначився він у пізньому міоцені, а остаточно сформився лише на межі пліоцену та постпліоцену. Саме до цього етапу геологічної історії рельєфу південного заходу Російської рівнини відноситься початок розвитку с у ч а с н о ї річкової сітки басейну Чорного моря.

Дніпро і найбільша його притока Прип'ять мають долини згідні, консеквентні по відношенню до структури Дніпровсько-Донецької западини в цілому. Зміщення водотоку Дніпра до четвертинного періоду зі сходу на захід в результаті переважного підмивання правого берега було зумовлене різними причинами і в першу чергу зануренням східних окраїн Українського кристалічного щита, спрямованням розмивів в епоху виповнення Придніпровської низини льодовиковими масами.

На лівобережжі притоки Дніпра, як і сам він вище гирла Прип'яті, мають поперечні долини. Вони вхрест простягання перетинають Дніпровсько-Донецький ровоподібний прогин, слідуючи сучасному схиленню топографічної поверхні і в якійсь мірі відбиваючи межі похованих, переміщених на різну глибину, блоків кристалічного фундаменту. Зокрема, вздовж східного краю Чернігівського блоку розміщена долина Десни.

Особливо яскраво на спрямованні річкової ерозії позначився вплив соляної тектоніки. Ряд соляних структур ерозія оголила, а наявність інших змусила річки відхилитися в один або другий бік.

Праві притоки Дніпра мають долини, видовжені в напрямку схилу топографічної поверхні, яка тут згідна з нахилом Українського криста-

лічного щита. Долини їх більшістю успадковані і мають різний вік. Відповідно до геологічної структури Дніпровсько-Донецької западини річкова система Дніпра має асиметричну будову. Переважна більшість приток його середньої течії розміщена в межах Придніпровської низини. Там спостерігається і найгустіша сітка річкових долин.

У будові рельєфу Дніпровсько-Донецької западини беруть участь такі складові елементи: I—заплава, II—поліська тераса, III — дніпровська тераса, IV—первинна рівнина. Вони виявлені однаково повно як на правобережній, так і на лівобережній частині Придніпровської низини. Деякі геологи помилково грунтують геоморфологію терас на стратиграфії лесу й алювіальних відкладів, свідомо випускаючи з ока їх гіпсометрію. Це робиться для того, щоб обгрунтувати багаторазовість зледенінь Російської рівнини, з якими начебто пов'язуються окремі яруси лесу на терасах. Для введення ясності в це питання потрібно виходити з особливостей утворення терас, як певних рівнів, що виникають в результаті рухів земної кори і мають певну геологічну будову.

У найбільш об'єктивному зведенні про тераси Дніпра В. М. Чирвінського виділено три гіпсометричні ступені терас: 1) нижні, перша і друга, безлесові тераси, 2) середня, або безморенна, і 3) верхня, або моренна, тераса. З них перші лежать у межах позначок (на широті Києва) 104—108 *м*; лесова, безморенна, або середня, тераса — в межах 114—131 і моренна — 128—135 *м*. Автор, згадуючи про велику кількість терас, уникає давати співвідношення гіпсометрії їх у межах виділених ним трьох рівнів.

Другий значний дослідник терас Дніпра Б. Л. Лічков приймає лише три тераси. На такій точці зору стояли і більш ранні дослідники Придніпров'я. Три тераси для Дніпра приймає С. С. Соболєв, який застерігає, що є тут й інші, в рельєфі не виявлені тераси, поховані під молодшими осадками.

Інші дослідники додержуються думки про наявність у Дніпра п'яти стратиграфічних рівнів терас. Ця думка найбільш конкретизована в роботах В. В. Різниченка. На думку останнього, у Дніпра, в середній його течії, є такі тераси: 1) заплавна; 2) безлесова піщана; 3) однолесова з лесоподібними суглинками, що залягають на товщі грубозернистих алювіальних пісків; 4) тераса з товщею лесу, що вміщує прошарок гумусового суглинку — викопного грунту; це дволесова, безморенна тераса; 5) моренна тераса. Гіпсометрична характеристика терас не наводиться.

Для уточнення гіпсометрії «стратиграфічних» терасових рівнів, за детальними картами визначено відносні позначки кожної з численних терас (по широті м. Києва). Одержані такі відомості:

1. Заплава	—	рівень I
2. Піщана тераса 3. Однолесова тераса 4. Дволесова тераса	}	рівень II
5. Трилесова тераса 6. Моренна тераса	}	рівень III

Без усяких труднощів численні «стратиграфічні» тераси вкладаються в три терасові ступені. Можна вважати, що виділення геоморфологічних об'єктів за стратиграфічними ознаками, ігноруючи вік форм рельєфу як тектонічних рівнів, не виправдало себе. Правдивим є протилежне твердження: синхронні форми рельєфу мають на собі одновіковий комплекс покривних відкладів. Таке твердження цілком певно свідчить про однаковий вік товщі лесоподібних суглинків і викопного грунту третіх і четвертих «стратиграфічних» терас. Так само встановлюється одновіковість лесових порід на п'ятих — шостих терасах, які належать до дніпровського (риського) часу, тоді як лесоподібні породи третіх і четвертих терас відкладались у поліський (вюрмський) час. Доказом цього є поширення дніпровського (риського) льодовикового язика, за межами якого при однакових гіпсометричних умовах цілком зникає стратиграфічна різниця між п'ятими і шостими терасами, що утворилися в епоху дніпровського зледеніння.

На протязі всієї течії Дніпра долина його зберігає досить стале число терасових (гіпсометричних) рівнів, тоді як «стратиграфічних» терас у багатьох місцях не спостерігається. Це ілюструє така таблиця рівнів:

№	Тераси	Біля Чернігова, *м*	Середній Дніпро			Нижній Дніпро, *м*
			Київ—Золотоноша, *м*	Дніпропетровськ, *м*	Пороги, *м*	
1	Заплавна	3—5	3—5	3—5	2—5	1,5—2
2	Піщана тераса	7—13	6—17	5—13	5—13	5—12
3	Однолесова	—	5—10	5—13	6—13	5—12
4	Дволесова	—	5—17	—	—	—
5	Трилесова	—	23—32	17—24	17—25	17—22
6	Моренна	20—25	23—32	—	—	—

Розміри кожної з трьох терас Дніпра такі значні, що без особливих труднощів можна розглядати їх як вторинні, акумулятивні алювіальні рівнини. Кожна з них відрізняється лише їй властивими рисами; на цій підставі виділяються алювіальні рівнини: дніпровська (риська), що має найвищий гіпсометричний рівень; 2) поліська (вюрмська), або середня, тераса і 3) заплава, або сучасна алювіальна рівнина Дніпра.

Ліві притоки Дніпра, які протікають у межах Придніпровської низини, мають долини, тотожні за будовою з долинами Дніпра. Дніпровська система, найпотужніша з водних артерій південного заходу Російської рівнини, розвитком своїм реагувала на всі найбільші геологічні зміни, які були в її басейні і в Чорноморській западині, що приймала води Дніпра. Залежно від розвитку долини Дніпра, притоки його виробляли собі ложа. Це положення і визначило єдність гіпсометричних терасових рівнів у межах Лівобережної низини, а також і геоморфологічний тип терас. Найбільшої глибини ерозія досягла за додніпровського часу, коли були переуглиблені долини. Подальші розмиви уже не досягали рівня початкового. Відкладувані згодом алювіальні осадки накладалися на товщу давнішого алювію. Внаслідок цього молодші тераси зайняли не тільки нижчий гіпсометричний рівень, а й меншу площу.

Кожний геоморфологічний район відзначається своєрідними рисами, мало схожими на риси інших районів.

Природно-географічні особливості заплавних терас найяскравіше виявлені на неосяжних луках Дніпра. Над водою Дніпра заплава піднімається на 5—6 *м*; у низьку воду русло ріки облямоване широкими смугами пляжу, який в усіх річок Придніпровської низини складений дрібнозернистим білим чистим піском.

У Поліській низині рівень заплавної тераси в долинах річок дещо нижчий в порівнянні з її рівнем у середнього Дніпра. Уступ другої тераси часто непомітно знижується до заплави. Поліські ріки течуть в низьких берегах, порослих густою рослинністю.

Друга (або перша надзаплавна) тераса в Придніпровській низині займає величезні простори по долинах Дніпра, Сейму, Сули, Псла, Ворскли, Орелі і є спільною також для Прип'яті і Десни. Поширюючись на значних площах, вона становить поверхню всього простору Полісся.

У долині Дніпра і його лівобережних приток друга тераса піднімається над заплавою виразним уступом — на 6—17 *м*.

Рельєф поліської тераси Дніпра складний. На всьому просторі свого поширення друга тераса має слабо хвилясту поверхню. На ній часто утворюються заболочені місця або озера, переважно округлої форми. Між пониженими і підвищеними місцями поліської тераси перехід непомітний. Річкові долини на других терасах лівобережжя Дніпра дуже широкі і, в більшості, заболочені. Поверхневі відклади на поліській терасі представляє пісок, більш або менш глинистий, часом сипкий. Понижені місця на ній часто вистелені піскуватим лесом.

Дюнні піски утворюються в результаті розвіювання терасових відкладів у тих місцях, де схили терас обернуті до переважних вітрів. Раз піднятий з свого ложа пісок потім вже переноситься вітром на велику віддаль, часом засипає поля і дороги.

На тих частинах другої тераси, де покривні породи представлені лесом або взагалі суглинками, характерну особливість рельєфу становлять блюдця або поди. Вони мають округлу форму, заболочені й купинисті. Це елементи рельєфу, які є завершенням розвитку руслових форм, що проходить через стариці — заплавні озера — степові блюдця. Наявність блюдець свідчить про існування в районі їх поширення водотоків, а не еолового розвіювання, якому часом приписують їх утворення.

Особливості третьої тераси дещо різні на лівобережжі і правобережжі Дніпра. На лівобережжі Придніпровської низини третя тераса відома під назвою моренної. Вона піднімається на 23—32 *м* над рівнем Дніпра і на 128—135 *м* вище рівня моря. Первинна рівнина над дніпровською третьою терасою піднімається щось на 40 *м*, утворюючи здебільшого високий уступ. Межа третьої тераси і первинної рівнини проходить західніше долини Удаю, південніше нижньої течії Хоролу і далі на південний захід до пониззя Самари.

Рельєф третьої тераси на лівобережжі Придніпровської низини набагато складніший від рельєфу другої тераси. Поверхня тераси відносно більш розчленована. На ній розвинута сітка неглибоких долин та балок, схили уступу розчленовані ярами. На поверхні тераси спостерігаються блюдця і безруслові долини. Це все надає поверхні третьої тераси хвилястого, а місцями і горбастого вигляду. Утворенню нерівностей на третій терасі сприяє також наявність покриву з лесових порід і морени, які легко піддаються розмиву.

На правобережній частині Придніпровської низини третя тераса також дуже поширена. Тиловий край її виявлений в рельєфі досить чітко. Межа між третьою терасою і первинною рівниною на правобережжі Дніпра є одночасно межею поліської лісової і лісостепової зон.

Велика Поліська низина в межі УРСР заходить тільки своєю південною частиною. Морфологічні риси її найбільш характерно виявлені в районах, що прилягають до долини Прип'яті. Далі на південь особливості Полісся згладжуються і ускладнюється його рельєф від наявності реліктів горбастої морени, а в західній частині і форм денудованої поверхні докембрію. Межі Полісся як геоморфологічного району збігаються з межами поширення флювіогляціальних покривних пісків. Крім того, від південних районів Правобережжя з лесовим покривом Полісся відмежоване 4—6-метровим уступом. Наявність уступу, крім геоморфологічного, має дуже велике геологічне значення. Вона свідчить, що

лесова рівнина має вторинну північну межу. Це також говорить про те, що лесовий покрив Правобережжя давніший, ніж піски, від яких він відмежований уступом. Ці явища не спостерігаються в межах других терас, де лесоподібні породи латерально переходять у покривні піски.

Схематично уступ проходить від південних районів Волинської області та м. Ровна до північних окраїн м. Ізяслава, біля якого довгим язиком заходить у долину р. Горині. Від Ізяслава межа Полісся проходить у напрямку м. Шепетівки і далі на схід, уздовж залізничної лінії Київ—Шепетівка, доходить до м. Полонного. На цій ділянці покривні піски то переходять на південь від залізничної колії, то знову віддаляються на північ. Уступ лесу завжди добре виявлений, лише зрідка він знівельований нагромадженнями еолових пісків, винесених з піщаних просторів Полісся. Від Полонного межа Полісся проходить через Дзержинськ, далі — на північ від Чуднова до північних окраїн Бердичева; на цій ділянці поліський рельєф незначними язиками заходить в область поширення лесу. Так само і лес утворює значні виступи в напрямку Полісся. На всьому цьому протязі уступ лесового плато до Поліської рівнини в рельєфі дуже різко виділяється.

Особливо велике вклинювання поліського рельєфу в область лесового плато спостерігаємо біля м. Бердичева, де піски долиною р. Гнилоп'яті заходять дуже далеко на південь. Найбільш південне положення край Полісся займає біля м. Янушполя. На схід від Бердичева межа Полісся робить овальний поворот на північний захід і доходить до м. Троянова і далі, вздовж долини р. Гнилоп'яті, до м. Житомира. Від Житомира межа Полісся проходить у південно-східному напрямку до м. Корнина, звідси до Фастова, де повертає на схід і доходить до Дніпра. Рельєф третьої тераси найбільш складний в районі Києва. Тераса з заходу обходить місто, Бабин яр, поза долиною Либеді на Корчувате і далі на південний схід. У районі Києва між третьою терасою і долиною Дніпра зберігся ланцюжок останців корінної рівнини. Численні останці у вигляді округлих горбів розміщені також у районі Пріорки, Поста-Волинського тощо.

Межа останців корінної рівнини і третьої тераси дуже виразна. Геологічна будова та загальний характер рельєфу тераси і первинної рівнини істотно різні. На первинній рівнині поширені товща лесу, морена, підморенні четвертинні й третинні відклади. На третій терасі верхні яруси третинної системи, підморенна товща, морена і лес розмиті, а флювіогляціальні піски залягають безпосередньо на харківському ярусі. На цій підставі в утворенні її виділяються: а) фаза розмиву, що сталася після відкладання дніпровського льодовикового комплексу, і б) фаза акумуляції флювіогляціальних відкладів прип'ять-окського льодовикового часу. Останні відклади виповнили і зрівняли нерівності розмитої поверхні, над якою піднімаються лише поодинокі вцілілі від розмиву останці первинної рівнини, не перекриті флювіогляціальними відкладами. В частині, прилеглій до долини Дніпра, а також там, де протікають річки, поверхня третьої тераси сильно розчленована глибокими балками і ярами. Тоді вона дещо нагадує рельєф первинної рівнини, але такого різкого коливання висот, як там, на ній не буває.

У межах правобережної частини Придніпровської низини близько до Києва корінна рівнина збереглася від розмиву у вигляді окремих останців. Від Трипілля вниз уздовж ріки вона займає весь простір між Дніпром і східним краєм Українського кристалічного щита. На всій цій площі для неї характерний долинно-балковий рельєф. Балки переважно широкі й плоскодонні. Схили їх розчленовують яри, що прорізують не тільки четвертинні, а й третинні відклади. Глибокі й довгі

балки врізуються дуже далеко в рівнину. Вододільні плоскі простори дуже звужені, а місцями і перепиляні.

Окремий, своєрідний структурний і геоморфологічний район у межах Дніпровсько-Донецької западини становлять Канівські гори. В цьому районі мезозойські й кайнозойські відклади високо підняті в порівнянні з заляганням їх в межах усієї западини. Осадочна товща на Канівщині сильно розчленована і утворює різкий гористий рельєф. Значно перевищуючи навколишні простори, він виступає у вигляді гір з дуже мальовничими, вкритими лісами, схилами, що розчленовані глибокими ярами. Район з гірським рельєфом обмежений долиною Дніпра на сході, на півдні прилягає до долини р. Вільшани, на заході його обмежовує р. Рось, долина р. Рудої і лінія від верхів'їв останньої до с. Ходорова. Дислокований район простягається на 70 *км* у довжину. Ширина іноді досягає 35 *км*. Абсолютні позначки 231—245 *м*. Над рівнем Дніпра район підіймається крутим уступом до 160 *м* заввишки. Мальовничі гори Канівщини є одним із важливих прикладів єдності процесу розвитку структури і рельєфу земної кори в ході геологічної історії.

Первинна рівнина Придніпровської низини на Лівобережжі теж характеризується складним рельєфом (Бондарчук, 1949). Поверхня її похила на південний захід. У цьому ж напрямку течуть її численні ріки. Долини річок розміщені паралельно і мають подібну загалом будову. У них круті праві й положисті, ускладнені терасами, ліві береги. Виняток спостерігається лише в долині р. Псла, що вище с. Яреськи підмиває свій лівий крутий берег. Це явище місцеве і пов'язане з структурою району, в першу чергу з соляною тектонікою.

Вододіли річок Лівобережжя асиметричні. Вони зміщені в бік долин, що розташовані на орографічно вищих частинах рівнини. Так, вододіл Сула—Хорол лежить ближче до долини Сули; вододіл Хорол—Псьол зміщений до Хоролу. Місцями вододіли майже перепиляні, а р. Хорол у своїй нижній течії була перехоплена однією з правих приток Псла. Раніше Хорол впадав безпосередньо в Дніпро.

Врізаність річок на Лівобережній низині значна; у верхній і середній течії вона перевищує 100 *м*. Завдяки цьому береги річок переважно високі й круті. Схили їх часто пересічені глибокими ярами. Ерозія особливо активна в місцях наявності соляних структур. У крутих берегах річок Лівобережжя відслонюється палеоген, а в верхній течії і крейда. В геоморфології Лівобережної низини, в частині її, прилеглій до краю дніпровського зледеніння, важливе значення мають численні прохідні долини. Вони перепилюють вододіли між Сулою і Хоролом, Хоролом і Пслом, Пслом і Ворсклою. Вододільні ділянки між прохідними долинами мало перевищують їх, а разом вони утворюють своєрідний долинний рельєф. У районі м. Шишаків сітка прохідних долин настільки густа, що вцілілі від розмиву ділянки вододілу мають вигляд округлих останців, горбів, по-місцевому «шишаків». Горбистий ерозійний рельєф особливо поширений на вододілі між рр. Псьол—Голтва—Ворскла, на південний схід від Шишаків.

Ще одну особливість рельєфу Лівобережної низини становлять тектонічні форми, переважно соляні куполи. Там, де сіль піднялася над рівнем ерозії, вона і супровідні породи беруть участь у будові рельєфу. На вигляд це підвищення, в межах яких ерозія значно активізована. Схили підвищень розчленовані радіальною сіткою ярів. Течія рік, на шляху яких трапляються соляні структури, відхиляється від свого первинного напрямку. Яскравий приклад того Висачківський горб. Він становить частину вододілу Сули і Удаю недалеко від гирла останнього. Обидві річки обходять горб, що становить явно тектонічно найбільш активну частину їх басейну.

Сучасний рельєф Придніпровської низини, як видно з наведених даних, має складну будову. Основну роль у його формуванні відігравали коливальні рухи і зміна інтенсивності ерозії, зумовлена як цими рухами, так і змінами вологи клімату в четвертинному періоді.

2. ДО ІСТОРІЇ ВИВЧЕННЯ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ

Перші відомості про особливості природи Придніпровської низини відносяться до початку XVII ст. Вони зібрані у широко відомій радянським дослідникам «Книзі Великому Рисунку» («Книга Большому Чертежу», 1627).

У книзі наведено дані щодо східної частини Лівобережної низини, де проходив стародавній Муравський шлях. Цінними є в книзі яскраві характеристики річкової системи басейну Дінця. Заслуговують на увагу замітки про прилеглі до Дінця «Святі гори» і відомості про солоні озера в гирлі р. Торця, про річки систем Дніпра, Десни, Сейму, Снову, Сули, Хоролу, Псла, Ворскли і Орелі, що протікають у межах Дніпровсько-Донецької западини. Відомості, наведені в книзі до карти Російської держави і прилеглих тоді до неї країн, зберегли свою цінність і досі. Вони є важливим джерелом даних для висвітлення ряду питань історичної географії.

Початок дослідження мінеральних корисних копалин, а разом з тим і висвітлення геологічної будови Дніпровсько-Донецької западини, відноситься до першої чверті XVIII ст. В 1723 р. експедиція Григорія Капустіна шукала вугілля в Придніпров'ї. Тоді був виявлений пласт бурого вугілля під Києвом. У дальші десятиріччя дані про геологічну будову краю розширювалися в міру розгортання розробок корисних копалин, у першу чергу — кам'яного вугілля. Систематичне використання родовищ кам'яного вугілля на Донбасі розпочалося в 1770-х роках.

Виділення окремих стратиграфічних комплексів осадочних відкладів на Лівобережжі розпочинається в другій половині XVIII і першій половині XIX століть. Одними з перших були виділені відклади крейдової і третинної систем. У 1786 р. Шафонський у книзі «Опис Чернігівського намісництва» повідомив, що в околицях Новгорода-Сіверського є великі поклади вапна й будівельного та жорнового каміння.

У 1832 р. Дюбуа де Монпере знайшов скам'янілості у третинних верствах біля Бучака на Канівщині. На цій підставі він порівнював третинні відклади Придніпров'я і Паризького басейну.

Е. І. Ейхвальд у 1845 р. описав піскувато-глинисті відклади палеогену району Києва, Бучака, Трахтемирова і Новгорода-Сіверського. На підставі визначень переплутаних палеонтологічних зборів він помилково відніс ці відклади до крейдової системи.

Істотний крок вперед у встановленні стратиграфії наверствувань, відслонених у північно-східній частині Дніпровсько-Донецької западини, становить праця Єрофеєва за 1847 р., в якій описано ряд відслонень на березі Десни між Новгородом-Сіверським і Мізином. Єрофеєв констатує, що крейдові відклади на Чернігівщині перекриваються піском ранньотретинного віку.

Значний фактичний матеріал по осадочних відкладах окраїн Донецького кряжа зібрала експедиція 1840—1841 рр. за участю А. Мурчісона. В його праці (1849) описані відклади кам'яновугільної, пермської, юрської, крейдової і третинної систем.

У другій половині XIX ст. дослідження геологічної будови Дніпровсько-Донецької западини різко посилилося. Розвиток капіталістичного виробництва потребував мінеральної сировини й палива. Стало необхідним поглиблення геологічних знань для успішного розв'язання

питань виявлення нових родовищ та нових видів сировини. В перші десятиріччя другої половини XIX ст. геологічні дослідження провадили, головне, геологічні кафедри Київського, Харківського і Одеського університетів, які на той час стали вже визначними науковими центрами. Важливим кроком вперед у справі упорядкування і організації геологічних досліджень було створення в 1882 р. Всеросійського геологічного комітету. З того часу і до Великої Жовтневої соціалістичної революції найважливіші дослідження здійснювали геологи цього комітету.

Велике значення для висвітлення геологічної будови Придніпров'я мали праці професора Київського університету К. М. Феофілактова. У 1851—1852 рр. він виявив у межах київського Придніпров'я крейдові та юрські відклади і палеонтологічно обгрунтував їх стратиграфічне розчленування. Пізніше Феофілактов приділив велику увагу геологічній будові Висачківського горба. За його визначеннями (1874, 1875), на Лубенщині поширені два яруси морени, поділені потужною верствою лесу. Лесову товщу він поділив на три горизонти: верхній — блідожовтий лес, середній — темносірий і нижній — блідожовтий. Він відзначав, що верхні горизонти валунних відкладів у Києві вміщають гумус.

У праці за 1872 рік К. М. Феофілактов описав геологічну будову Київщини і м. Києва, в якій до складу третинної системи зарахував три яруси (зверху вниз): 1) ярус білих пісків, 2) спондилусовий ярус і 3) ярус трахтемирівських та бучацьких пісків. Ці яруси, під іншими назвами, збереглися і досі в схемах стратиграфічного поділу третинних відкладів Дніпровсько-Донецької западини.

Треба відзначити, що четвертинні відклади на Придніпровській низині привертали увагу дослідників і раніш. У 1840—1841 рр. Блазіус відзначив наявність льодовикових валунів на Чернігівщині. У трудах експедиції Демидова (Ле-Пле, 1842) відзначається поширення льодовикових відкладів по долині Дніпра і відсутність їх на вододілах. Кіпріянов у 1855 р. описав кістки викопних коней, биків та оленів.

Новий крок вперед у вивченні геологічної будови Дніпровсько-Донецької западини становили наукові дослідження професора Харківського університету Н. Д. Борисяка. Він перший зацікавився структурою цієї області в зв'язку з бурінням артезіанських колодязів для забезпечення Харкова питною водою (1862). На думку Борисяка, Лівобережжя має будову простої мульди, яку з того часу (1867) почали звати Північно-Українською мульдою. В тому ж 1867 р. Борисяк висвітлив основні риси стратиграфії осадочних товщ, зокрема крейди, Харківщини, порівнюючи їх з відкладами на прилеглих територіях. На його думку, значні простори Полтавщини й Харківщини після третинного періоду займало озеро, куди річки зносили валуни кристалічних порід з прилеглих районів. Ці валуни інші дослідники вже тоді вважали за льодовикові наноси. Істотно важливим досягненням Н. Д. Борисяка було обгрунтування можливості поширення кам'яновугільних відкладів Донецького кряжа на північний захід, у межі Дніпровсько-Донецької западини. Розглядаючи стратиграфію крейдових відкладів на Чернігівщині, він твердив, що крейда має розмиту поверхню і відслонюється по берегах річок. Відклади крейдової системи він поділив на три яруси: 1) верхній — зеленуваті трепелоподібні рухляки, пісковики, глини та піски; 2) середній — біла крейда, зверху рухлякувата, внизу — м'яка, розбита тріщинами, далі переходить у мергель; 3) нижній ярус — глауконітова крейда з піском, рухляком, конгломератом і рябою глиною. Крейда в Новгород-Сіверському районі, за спостереженнями Борисяка, вкрита верствами надкрейдових відкладів, які він ототожнює з відкладами третинної системи.

Перше уточнення стратиграфічного поділу третинних відкладів дав М. П. Барбот де Марні (1869). У складі третинної системи він виділив спондилусовий ярус, до якого зачислив київську глину і мергель з Калинівки; піскувато-глинисті, кременисті відклади над спондилусовим ярусом він виділив під назвою «харківської породи».

А. С. Рогович (1872, 1875) розглянув особливості так званих дилювіальних відкладів на Овруччині, у басейнах Псла, Сули, Хоролу і Ворскли. Він описав з району Новгорода-Сіверського викопні рештки коней, оленя, первісного бика, мамонта, носорога тощо.

Питання стратиграфії крейдових, третинних і четвертинних відкладів висвітлював І. Ф. Леваковський (1873). За його спостереженнями, поверхня крейдових відкладів спадає до північного заходу на 0,522 *м/км*. На широкій площі між Десною і Сеймом осадочні породи представлені крейдою, вище — верствами сірих глинистих пісків і, подекуди, опок, ще вище — білими і жовтими пісками, пісковиками, на яких залягають наносні породи. Пізніше особливості крейдових та інших відкладів Чернігівщини і Полісся висвітлювали П. Я. Армашевський, П. Міклашевський (1884), П. Зем'ятченський (1891, 1894, 1902), В. Хорошевський (1879, 1881), А. Гедройц (1886), М. Мітте (1887). П. М. Чирвінський дав характеристику крейдових відкладів басейну р. Сейму. Він перший відзначив наявність там карстових форм—«продуховин», лійок, виповнених глиною або рухляками. Цей дослідник зазначив, що відслонення крейди в басейні Сейму становлять північно-східне крило Дніпровсько-Донецької западини. На його думку, тектоніка крейди цієї області зв'язана з тектонікою Донецького кряжа і є продовженням її на північний захід.

Яскравий слід в історії вивчення геологічної будови Дніпровсько-Донецької западини і окраїн Донецького кряжа залишила діяльність О. В. Гурова. В його працях дано яскраві характеристики кам'яновугільної, пермської, юрської, крейдової, третинної і четвертинної систем. Ряд узагальнень Гурова зберіг свою цінність до нашого часу. Відносно походження поширеного на Лівобережжі лесу він дотримується думки про його водне походження — з перевідкладених продуктів звітрювання поверхневих відкладів.

Для вивчення грунтів, четвертинних відкладів і геоморфології Придніпровської низини велике значення мали праці експедиції В. В. Докучаєва — основоположника вчення про грунти, а також його послідовників, зокрема, Б. Б. Полинова, В. К. Агафонова.

Про четвертинні відклади, широко представлені на Придніпровській низині, писали С. Нікітін (1885), М. В. Павлова, В. Л. Анучін, Г. Панфільєва (1895, 1896, 1912), П. П. П'ятницький (1888), К. Г. Родін (1892), А. Русов (1898), О. О. Борисяк (1905), К. І. Лісіцин (1911), О. І. Набоких (1915), А. Д. Архангельський (1913), Б. К. Ліхарєв (1913, 1914), В. М. Чирвінський (1915), В. Ф. Швець (1917), П. А. Тутковський (1899, 1910, 1915) та ін.

Планомірне вивчення геологічної будови Дніпровсько-Донецької западини, за дорученням Геологічного комітету, провів П. Я. Армашевський (1903). Він виділяв знизу вгору: 1) горшкові глини, 2) карбонатні суглинки, — що разом складають нижній ярус четвертинної системи. Середній, або другий, ярус складають валунні суглинки, а верхній, третій, її ярус представляє лес. Останній, на думку Армашевського, є результатом діяльності ледве помітних тихих струмочків, що стікали по схилах і відкладали дрібні мінеральні частки на своєму шляху. Заслуговує уваги висновок Армашевського про геоморфологічну будову Придніпровської низини. Він виділяє в її межах три тераси, що цілком відповідає дійсності. Робота П. Я. Армашевського завершує дореволюційний період вивчення геологічної будови Дніпровсько-Донецької западини. Стратиграфія і поширення осадочних порід, які виступають на денну поверхню, у цих працях були достатньо

повно, як на той час, опрацьовані. Уявлення про глибинну структуру Дніпровсько-Донецької западини були тоді дуже спрощені. До Великої Жовтневої соціалістичної революції була установлена наявність вулканічних порід на Висачківському горбі. Наявність діабазу там відзначив К. М. Феофілактов. Петрографічну характеристику їх дала Є. Соломко (1884). Потім будову Висачківського горба описували П. Я. Армашевський (1903) і, особливо докладно, В. І. Морозевич (1903) та В. І. Лучицький (1913).

Справжня природа Висачківської структури, як і геологічна будова Дніпровсько-Донецької западини в цілому, була розкрита лише в результаті досліджень часів радянської влади. Наукові дослідження в Країні Рад розгорнулися на основі «Начерку плану науково-технічних робіт», що його склав В. І. Ленін у квітні 1918 р. Геологічні дослідження в Дніпровсько-Донецькій западині, як і взагалі в СРСР, за радянського часу здійснювали цілі колективи геологів, об'єднані в окремі інститути і організації, оснащені відповідно до новітніх досягнень науки і техніки. Провідна роль у виконанні геологічних досліджень тут належить Інституту геологічних наук АН УРСР та Українському геологічному управлінню. Після Великої Вітчизняної війни коло установ, які здійснювали геологічні дослідження в Дніпровсько-Донецькій западині, значно розширилось. Зокрема, важливі роботи здійснювали в її межах об'єднання «Укрсхіднафта», УкрГРК, УГТ, а також УкрВНДГНІ. У північно-західній частині Дніпровсько-Донецької западини великі роботи ведуть геологи БРСР. У результаті об'єднаних зусиль працівників багатьох геологічних колективів основні риси геологічної будови Дніпровсько-Донецької западини та її місце в структурі південно-західної частини Російської платформи в основному вже з'ясовані.

Після Жовтневої революції аж до 1930 р. дослідження в межах Дніпровсько-Донецької западини мали гідрогеологічне спрямування— вони висвітлювали і уточнювали стратиграфію осадочних товщ, переважно четвертинної системи.

На першому етапі радянського періоду досліджень геології Дніпровсько-Донецької западини керівне значення мали роботи В. І. Лучицького, В. В. Різниченка і Д. М. Соболєва. В. І. Лучицький працював над складанням геологічних карт. За його керівництвом були складені загальна геологічна карта України (1923), разом з Б. Л. Лічковим — гідрологічна карта (1930), а також провадилось загальне геологічне знімання території УРСР.

Детальне геологічне знімання на Канівщині провадив у 1923—1925 рр В. В. Різниченко. Він описав складні тектонічні порушення юрських, крейдових, третинних і четвертинних відкладів. До основних рис тектоніки Канівщини, на думку Різниченка, належать складки-підкиди, перекинуті на захід, скиди та насуви міндель-риського віку. Причиною дислокацій Різниченко вважав коливання земної кори, що пов'язувалися на півночі з наступами і відступами зледеніння. Він також описав дислокації Пивихи біля Градизька. Він відзначив там порушення залягання верств київського мергелю, четвертинних відкладів, зокрема алювіальних пісків з Vivipara diluviana Kunth. Дислокації в районі гори Калитви, в басейні р. Орелі, описав у 1933 р. І. С. Педан.

У 1929 р. В. В. Різниченко розглядав тераси лівобережжя Дніпра в районі Золотоноша—Кременчук. Він помилково твердив, що визначення терас за їх гіпсометрією нібито не справджує себе. Одні й ті ж геоморфологічні рівні терас Різниченко поділяв на декілька, залежно від характеру і складу, терасових відкладів. Так були виділені: 1) найвища тераса, моренна, 2) друга зверху — тераса, що має покрив з двох ярусів лесу, 3) дальша тераса — з одним ярусом лесу, 4) піщана тераса — «борова», з барханними формами рельєфу, і 5) заплава. Явно невідповідний дійсності поділ відомих у долині Дніпра трьох ступенів терас на п'ять, запропонований Різниченком, у 1931—1932 рр. спробував узгодити В. М. Чирвінський. Він поділив п'ять «стратиграфічних» терас на три гіпсометричні: 1) нижні безлесові тераси — заплава і піщана, 2) середня, безморенна тераса, на якій розвинутий лесовий покрив, і 3) верхня — моренна тераса. Помилка Чирвінського полягає в тому, що на середній терасі він переоцінив наявність лесового покриву (як правило, його тут нема), а гіпсометрично одну терасу поділив на дві — «піщану» й «лесову».

Твердження В. В. Різниченка про багатоярусність терас Дніпра пізніше без застереження повторюють Д. К. Біленко, П. К. Заморій і М. І. Дмитрієв. Важливі практичні дані та узагальнення про умови відкладання четвертинних верств на Придніпровській низині зібрані в працях К. Д. Глінки (1891, 1892), В. І. Сазонова (1923), В. Р. Вільямса, О. П. Павлова (1925), В. А. Городцова, Л. С. Берга (1926), Г. С. Буреніна (1926).

Б. Л. Лічков у ряді робіт (1928—1933) висвітлює особливості геологічної структури й рельєфу поліської частини Дніпровсько-Донецької западини. Він вважав (1928), що у внутрішній будові Полісся істотну роль відіграє вал — продовження у північному напрямку Українського кристалічного щита, та центральний прогин — теж меридіонального напрямку. Значну увагу Б. Л. Лічков приділяв терасам Дніпра, яких він визначив три рівні.

Великий слід у вивченні будови Дніпровсько-Донецької западини, її рельєфу і четвертинних відкладів залишили праці Д. М. Соболєва. Зокрема, він виділив у 1925 р. перигляціальну зону, розміщену між краєм морени і лесовим районом. Для цієї зони, на його думку начебто характерна була обстановка пустині. В питаннях геологічної будови Дніпровсько-Донецької западини Соболєв (1936) дотримувався тієї думки, що виявлені на той час там відклади солі мають пермський вік. Такого уявлення про вік солі дотримувались і співробітники Соболєва — І. Н. Лобанов та А. Ю. Юнгерман (1937). У 1939 р. Д. М. Соболєв зарахував Дніпровсько-Донецьку западину, разом з Донецьким кряжем, до Амадоційського басейну. Його думки про зчленування западини з Донецьким кряжем зберегли свою цінність і досі.

Багато цінних даних про крейдові, палеогенові і четвертинні відклади в Дніпровсько-Донецькій западині зібрав Г. Ф. Мірчинк (1923—1925 рр.). Він вважав лесову серію багатоярусною. Лес, за висновками Мірчинка, міг відкладатися найрізноманітнішими способами: алювіальним, делювіальним, еоловим і мішаним.

Великі дослідження (переважно вивчення четвертинних відкладів) провів у межах Дніпровсько-Донецької западини В. І. Крокос (1927—1935). Він докладав багато зусиль для обгрунтування еолової гіпотези утворення лесу. Стратиграфічний поділ лесової товщі Крокос пов'язував з наявністю в ній похованих грунтів. На цій підставі він виділяв шість ярусів лесу і пов'язував кожний з них з окремим зледенінням.

Вивчення геологічної будови Придніпровської низини з особливою силою розгорнулося у перші радянські п'ятирічки. Важливі фактичні дані за цей час зібрали М. О. Мельник (1928, 1935), В. М. Чирвінський (1926, 1928, 1931, 1932), Г. В. Закревська (1928), Г. В. Липківська (1930), І. Г. Підоплічко (1938), Д. К. Зеров (1932), Л. Лунгерсгаузен (1935, 1939, 1941), О. І. Москвітін (1933, 1935), Л. І. Карякін (1931, 1936), М. Й. Бурчак-Абрамович (1935), А. Таран (1930, 1936), Г. І. Молявко (1935), Д. К. Біленко (1930, 1937, 1941), П. К. Заморій (1935, 1948) і багато інших дослідників.

Перший етап вивчення геологічної будови Дніпровсько-Донецької западини в радянський період завершився з опублікуванням в 1931 р. роботи М. С. Шатського, яка докорінно змінила погляди на її геологічну структуру. Цей дослідник висловив тоді припущення про наявність у районі м. Ромен і с. Висачок солянокупольних структур. На підтвердження цього він доводив, що висачківські, здавна відомі, діабази становлять окремі відторженці кристалічних порід, які спочатку залягали глибоко під осадочними породами пізньокрейдового й третинного віку, а пізніш були винесені на поверхню пасивно, в застиглому стані, разом з іншими породами соляного купола. З солянокупольною тектонікою Дніпровсько-Донецької западини, на думку Шатського, могли бути пов'язані родовища нафти.

У подальші роки геологічна будова Дніпровсько-Донецької западини вивчається розгорнуто й глибоко. Широко застосовуються методи геофізики й буріння. У світлі нових даних по-новому починає вирисовуватись і геологічна структура цього регіону.

Ми протягом багатьох років вивчали геологічну будову центральної частини Дніпровсько-Донецької западини, її геоморфологію, а також палеонтологію і стратиграфію четвертинних відкладів (Бондарчук, 1931, 1933, 1935, 1937, 1938). У 1937 р. нами, на підставі структурно-геоморфологічного аналізу осадочних товщ Дніпровсько-Донецької западини та її рельєфу, дана прогнозна карта її структури і розміщення соляних куполів. У пізніші роки цей прогноз повністю підтвердився. Нами вперше доведено скибовий характер структури ложа кристалічного фундаменту, наявність у ньому розломів і пов'язаних з ними вулканічних вивержень.

У процесі гідрогеологічних досліджень у межах Дніпровсько-Донецької западини К. І. Маков (1939) виявив залягання соляних мас у районі м. Полтави.

У 1935 р. Інститут геологічних наук АН УРСР організував комплексну експедицію, матеріали якої опрацьовували спеціалісти різних галузей. За час роботи експедиції, до Великої Вітчизняної війни, були висвітлені основні риси стратиграфії всієї западини. Вперше були виявлені в складі брекчій на Висачківському соляному куполі девонські відклади, що їх описали О. М. Куциба і П. Л. Шульга (1938). Б. І. Чернишов (1948) установив наявність середньокам'яновугільних відкладів у районі м. Ромен. К. О. Новик (1941) обгрунтувала наявність у районі Ромен верхів девонської системи та кам'яновугільних відкладів. Нижньокам'яновугільні відклади в районі с. Висачок описали в 1941 р. Д. Є. Айзенберг, Н. Є. Бражнікова, К. О. Новик і П. Л. Шульга. Строкатоколірні відклади Роменського району вивчила П. Л. Шульга (1941). І. П. Чернецький (1940) зібрав нові дані про верхньокрейдові й палеогенові відклади на північно-східному борті Дніпровсько-Донецької западини. Велику увагу вивченню третинних відкладів цієї області приділила Н. В. Піменова (1939, 1940). У роботі за 1940 рік Піменова довела, що полтавські відклади утворювалися в межах берегової низини від периферії басейну до його центральної частини починаючи з харківського віку і кінчаючи міоценом, а можливо і пліоценом. На цій підставі вона говорила про необхідність виділення всієї цієї товщі під назвою полтавської світи, замість полтавського ярусу.

Питання геологічної структури Дніпровсько-Донецької западини в світлі геофізичних даних розглядав В. О. Сельський (1940). На його думку, тектонічні рухи викликали виливи діабазу. По лініях розломів і тріщинах діабаз піднімався на поверхню. Сіль під впливом тектонічного тиску і в результаті рухів діабазу витискувалася з верств, серед яких вона залягала, і рухалась услід за діабазом. Виняткові умови поєднання рухів солі й діабазу викликали всю різноманітність і складність порушень на соляних структурах і ту велику кількість продуктів механічного роздроблення, які там спостерігаються.

Приблизно так уявляв собі процес утворення соляних структур і В. Я. Клименко.

Другий етап радянського періоду дослідження геологічної будови Дніпровсько-Донецької западини завершився перед початком Великої Вітчизняної війни. Підсумки досліджень за той час підведено у збірнику «Матеріали про нафтоносність Дніпровсько-Донецької западини» за 1941 рік. У роботі, надрукованій в цьому збірнику, В. Б. Порфір'єв (1941) характеризує Дніпровсько-Донецьку западину як продовження на захід Донецького басейну, межі якого — північна і південна — визначаються положенням Українського кристалічного щита і підняттям кристалічного ложа по лінії Новозибков—Глухів—Бєлгород. Щодо внутрішньої тектоніки западини, то Порфір'єв вважав, що Роменське підняття не є соляним діапіром, а являє собою антиклінальну складку, ускладнену насувами. Цей автор схиляється до думки про провідну роль тангенціальних зусиль в утворенні глибинних структур западини. Він вважає також імовірною наявність у Дніпровсько-Донецькій западині нижньопалеозойських відкладів, у тому числі нафтоносних. Сприятливі палеогеографічні умови для утворення нафти могли бути, за його висновками, лише в силурійський час; для нафтопродуктивності в девоні даних не було. Важливе значення має встановлення факту вторинного залягання нафти у кам'яновугільних відкладах. У числі можливо нафтоносних структур В. Б. Порфір'єв називав: 1) Роменську, 2) Дмитріївську, 3) Висачківську, 4) Пізняки (Чорнухи), 5) Глинське підняття, 6) Лубенську структуру, 7) Багачку — Родіонівку, 8) Полтаву, 9) Яцини, 10) Хмельове, 11) Охтирку, 12) Лохвицю, 13) Ромодан, 14) Остап'є, 15) Голтву, 16) Нехворощу, 17) Орельку, 18) район Лохвицького мінімуму, 19) Охтирсько-Кочубеєвський мінімум, 20) Петровірівський магнітний максимум, 21) Талалаївську структуру, 22) Бориспіль і 23) Єльський мінімум.

Важливі дані для висвітлення геологічної будови Дніпровсько-Донецької западини містять і інші роботи, надруковані у збірнику: А. Д. Сергєєва і І. М. Ямниченка, Л. Лунгерсгаузена, В. С. Завістовського і С. І. Суботіна, І. А. Балабушевича, Н. В. Піменової, О. К. Каптаренко-Черноусової, К. О. Новик, П. Л. Шульги, Н. Є. Бражнікової, М. П. Кожич-Зеленко, В. І. Фоменка і Н. П. Капустіна.

Останній, післявоєнний, етап вивчення геологічної будови Дніпровсько-Донецької западини характеризується збільшенням числа теоретичних узагальнень і, одночасно, великим розширенням польових геологічних досліджень і комплексного вивчення представлених у межах Дніпровсько-Донецької западини наверствувань.

У нашій роботі 1946 р. Дніпровсько-Донецька западина розглядається як давнє міжгір'я, розміщене між масивами Курсько-Воронезьким і Азовсько-Подільським. У період пізньодокембрійської пенепленізації вона геоморфологічно вже не відрізнялась, але потенціально лишалася областю слабини і територією поширення метаморфічно-магматичного комплексу дещо іншого складу в порівнянні з прилеглими територіями. Початок оформлення Дніпровсько-Донецької западини як структури припадає на першу половину палеозою. Ми розглядали Дніпровсько-Донецьку западину як область розломів і занурення поліструктурного докембрійського фундаменту. З розломами пов'язані магматичні утвори, які нами визначені як поховані вулканічні покриви. Особливість стратогенезу в Дніпровсько-Донецькій западині, на нашу думку, зумовлювалася коливальними рухами. Для верхньопалеозойських відкладів характерна майже горизонтальна

верствувата структура, накладена на спокійний рельєф виповненої наносами депресії. У центральній частині западини численні порушення пов'язані з покладами солі. Наявність соляних дислокацій і рух солі ми пояснювали статичним тиском і активізацією його від тектонічних рухів. Нами виділялись певні тектонічні, або стратотектонічні, рівні соляної тектоніки, які характеризують активне переміщення соляних мас на певному етапі і певної амплітуди. За юрсько-крейдового етапу певна кількість структур досягла тодішнього рівня денудації і стала тектоорогенічним фактором. Вони находять свій відбиток у гіпсометрії підошви сеноману. Другий, палеогеновий, рівень позначився в структурі київського і харківського ярусів. Останній, четвертинний, рівень соляної тектоніки знаходить свій вияв у сучасному горбастому рельєфі, як це видно на прикладі Висачківського горба, гори Золотухи біля Ромен тощо. Стратотектонічні рівні соляної тектоніки в Дніпровсько-Донецькій западині мають велике значення як розшукова ознака. Серед інших структурних складових частин Дніпровсько-Донецької западини ми виділяємо крейдову монокліналь і область крейдових дислокацій, куди відносимо порушення на нижній Прип'яті, на середньому Дніпрі тощо.

Як показали подальші спостереження, ці основні теоретичні положення про геоструктуру Дніпровсько-Донецької западини, в головному, повністю підтвердились.

Пізніше вивчення геологічної будови окремих районів і окремих стратиграфічних комплексів Дніпровсько-Донецької западини збагатило знання історії її геологічного розвитку. О. О. Богданов (1947) у роботі про тектоніку палеозойських відкладів Донецького басейну торкається деяких рис структури Дніпровсько-Донецької западини. О. В. Крашенінникова (1948) дала характеристику її верхньотретинних відкладів. Вік наверствувань полтавської серії і рябих глин ця дослідниця обмежує олігоценом і нижнім міоценом включно. Крім цього вона виділяє верстви неогенового віку, що незгідно, з перервою, залягають на відкладах полтавської світи. Базальні верстви виявлені пісками з галькою кременистих та карбонатних порід або з уламками каолінових пісковиків і котунами рябих глин. Самі ці відклади виявлені строкатоколірними пісками, пісками з проверстками пісковиків і товщею нерівномірноплямисто забарвлених сірих і зеленуватосірих глин. Літологічні ознаки неогенових континентальних відкладів, на думку Крашенінникової, міняються в залежності від нерівностей підстелюючої палеогенової поверхні. Відповідно до цього вона виділяє три райони, де літологічний склад неогенових відкладів різний: 1) північно-західний (Чернігів—Холми), 2) східний (Путивль, Суми, Харків, Ізюм) і 3) центральний (Дмитріївка, Ромни, Лубни, Хорол, Полтава).

Серед неогенових глин Крашенінникова виділяє п'ять літологічних відмін, згори донизу: 1) глини буруватосірі, 2) сірі й жовті, 3) зеленуватосірі, 4) зеленувато- й голубуватосірі, 5) темносірі й чорні вуглисті. На всю свою товщину глини збагачені карбонатами. Висновки О. В. Крашенінникової значно доповнюють дані Н. В. Піменової про склад верхніх горизонтів полтавської серії в межах УРСР.

Підсумки вивчення геологічної будови Дніпровсько-Донецької западини протягом першої післявоєнної п'ятирічки було підведено на Науково-геологічній нараді по нафті, озокериту і горючих газах Української РСР, матеріали якої опубліковано в 1949 р. На нараді з доповідями виступили: Т. Т. Гонта, Г. Л. Гришин, В. Г. Бондарчук, В. О. Сельський, В. Б. Порфір'єв, Л. Д. Розов, Д. М. Соболєв, В. В. Вебер, Й. О. Брод, К. О. Новик, О. К. Каптаренко-Черноусова, М. П. Балуховський, І. Є. Слензак, О. В. Крашенінникова, І. С. Шарапов,

І. Т. Шамека і ряд інших товаришів. У доповідях були наведені нові дані з стратиграфії та тектоніки, в тому числі і по Дніпровсько-Донецькій западині.

На нараді з'ясувалося, що в центральній частині цієї западини кам'яновугільні відклади залягають на дуже великій глибині. Було також установлено, що нафтоносність і газоносність бортів западини малоперспективні, бо девонських і кам'яновугільних відкладів там немає. Ми відзначали (1949), що розшукові зусилля в центральній частині западини потрібно зосереджувати на соляних структурах, нерівностях похованого рельєфу, вторинних структурах, які мають вигляд пологих куполів, на структурних підняттях і похованих структурних терасах і, особливо, в межах моноклінального падіння верств, що складають крила западини. Особливо підкреслювалась перспективність нафто- і газоносності північно-західних окраїн Донецького кряжа, зокрема зони зчленування окраїн Донбасу і Дніпровсько-Донецької западини.

Після науково-геологічної наради, в результаті геологічних досліджень, великі фактичні матеріали зібрали колективи Українського геологічного управління, УкрНДГНІ, Київська ГРК тощо. У висвітленні питань геологічної будови Дніпровсько-Донецької западини активну участь беруть численні геологи з виробництва, зокрема С. Є. Черпак, І. Є. Шарапов, В. Ф. Близнюк, С. І. Бірбраєр, Х. Р. Видоменко, П. В. Воронов, В. К. Гавриш, Т. Г. Злобіна, А. К. Курилик, В. Р. Літвінов, А. Г. Паламарчук, Л. С. Палець, О. В. Романюк, С. І. Чернов, Є. Б. Чутко, П. С. Хохлов, М. О. Карпова, В. А. Хоменко, П. Х. Бугрій; геофізики різних відомств: М. В. Чирвінська, Р. І. Андреєва, С. Я. Шерешевська, Н. Н. Карпінська, І. А. Балабушевич, А. Я. Дячкова, Г. А. Ганзюк, Б. А. Райхер, А. К. Хохлов, В. Б. Соллогуб і багато інших працівників.

Результати геологічних досліджень, здійснених в останні роки, в геологічній літературі висвітлені ще недостатньо. Опубліковані роботи мають, поки що, фрагментарний характер і висвітлюють лише окремі питання.

Особливості геологічної будови північно-західної частини Дніпровсько-Донецької западини досліджували геологи Білоруської РСР. З. А. Горелік (1946) у роботі про тектоніку БРСР писав про наявність кристалічних та інших порід у районі Чернігова, Чорнобиля, Мозиря і Лунинця, Давид-Городка й Турова. Мозирський підземний горст, на думку цього дослідника, з півдня і з півночі обмежовують області найбільших від'ємних аномалій Шатилківської і Єльської депресій.

Є. Н. Гіммельштейн, як і ряд інших дослідників, твердив, що поліська частина Дніпровсько-Донецької западини з півдня і з півночі обмежена розломами. Нові дані про тектоніку Дніпровсько-Донецької западини опублікував у 1950 і 1955 рр. В. Я. Клименко. Він приєднується до думки про те, що цю западину слід розглядати як частину Російської платформи, а не як геосинкліналь. Клименко наводить дані, які підтверджують раніш висловлене нами припущення про наявність розломів у докембрійському фундаменті платформи. Сам Клименко вважає Дніпровсько-Донецьку западину обмежованою розломами, з яких північний проходить від Куп'янська, через Суми, південніше Путивля, на Речицю, а південний горст западини відзначений Хорольсько-Ново-Санджарсько-Павлоградською лінією розломів з більш південним скидом невеликої амплітуди, що проходить від Канева, північніше Черкас, Кременчука, Шульгівки і Новомосковська. У внутрішній будові Дніпровсько-Донецької западини він виділяє дві зони структур. Північна, Роменська зона, ускладнена сіллю, прохо-

дить від с. Кладьківки на Дмитріївку, Ромни, Синівку, Чупахівку, Журавне, Шебелинку, Балаклію і далі до північно-західних окраїн Донецького кряжа. Південну, Висачківську, зону структур, ускладнених соляною тектонікою, Клименко проводить від м. Острова на Десні. через с. Свидовець, Турівку, Лемешівку, Яцини, Бубни, Пізняки, Висачки, Ромодан, Радченків, Полтаву і далі до західних окраїн Донбасу. З цими двома зонами пов'язані інтрузії діабазу. В. Я. Клименко теж вважає, що в центральній частині Дніпровсько-Донецької западини палеозой залягає майже горизонтально.

Ю. О. Косигін (1952), услід за іншими, визначає розміщення соляних структур у межах двох зон, видовжених у напрямку простягання западини. В історії розвитку соляних структур Дніпровсько-Донецької западини він виділяє два основні етапи. Перший охоплює палеозой і початок мезозою, а другий мезозой і кайнозой. У цьому відношенні Косигін підходить до розуміння періодичності в розвитку соляної тектоніки Дніпровсько-Донецької западини, яку ми докладно висвітлили ще в 1946 р.

Нові дані про тектоніку Дніпровсько-Донецької западини в 1951 р. опублікували Й. Ю. Лапкін, С. Є. Черпак, М. В. Чирвінська. Вони виділяють власне западину, її бортові частини, центральний грабен і Єльсько-Шатилківську депресію та зони облямовання центрального грабена. На думку цих дослідників, між Донецьким кряжем і Дніпровсько-Донецькою западиною існує розлом. Ряд поперечних розломів показано на схемі і для інших районів западини (рис. 61).

У 1952 р. І. С. Усенко і І. М. Ямниченко описали туфогенні породи у юрських відкладах на північно-західному продовженні Донецького кряжа, західніше ст. Лозової. Основна маса туфогенного матеріалу, за їх визначенням, складається з вулканічного попелу без слідів обкатування зерен. На цій підставі Усенко і Ямниченко приходять до висновку, що попіл осідав у водний басейн безпосередньо з повітря. Утворення туфогенних порід вони пов'язують з імовірними келовей-батськими ефузіями, що відбувались по розломах, які утворилися в процесі формування купольних структур.

Слід відзначити, що наявність вулканічних порід на півдні УРСР установлена в межах Причорноморської западини і в північному Криму — в свердловинах районів Ново-Олексіївки, Джанкоя, на Тарханкуті та в Одесі. Наявність вулканічних продуктів у відкладах в районі північно-західних окраїн Донбасу є одним з доказів значного розвитку вулканізму за юрського періоду на південно-західних окраїнах Російської платформи.

Д. Є. Айзенверг, Н. Є. Бражнікова, А. М. Іщенко, М. П. Кожич-Зеленко та К. О. Новик підвели підсумки вивчення кам'яновугільних відкладів (1953). Розчленування кам'яновугільної системи Дніпровсько-Донецької западини здійснено відповідно до Уніфікованої схеми стратиграфічного поділу карбону Російської платформи і західного схилу Уралу. Цей колектив авторів виділив і дав загальну літологічну та палеонтологічну характеристику відкладів турнейського, візейського і намюрського ярусів нижнього карбону, башкирського та московського ярусів середнього карбону і описав строкатоколірну товщу верхнього карбону, яку неможливо розчленувати на окремі яруси.

Н. Т. Сазонов (1953) запропонував порівняльну характеристику стратиграфії юрських і нижньокрейдових відкладів Російської платформи. Ця схема була обміркована і уточнена на мезозойській нараді 1954 р. Стратиграфічна схема юрських і крейдових відкладів Дніпровсько-Донецької западини і північно-східних окраїн Донбасу, складена О. К. Каптаренко-Черноусовою, І. М. Ямниченком, Т. О. Ткаченко, Ф. А. Станіславським, О. С. Липник та ін., була підтверджена на мезозойській нараді як районна.

До нижньої юри в западині віднесено континентальні відклади з рештками рослин, які відкладалися протягом раннього й середнього лейасу; вони порівнюються з геттангським, синемюрським, лотарингським, плінсбахським та домерським ярусами західної Європи. Середню юру нарада визнала в складі трьох ярусів: ааленського, байоського та батського. Для кожного з ярусів наведено порівняльну характеристику і зіставлення з середньою юрою Донецького кряжа.

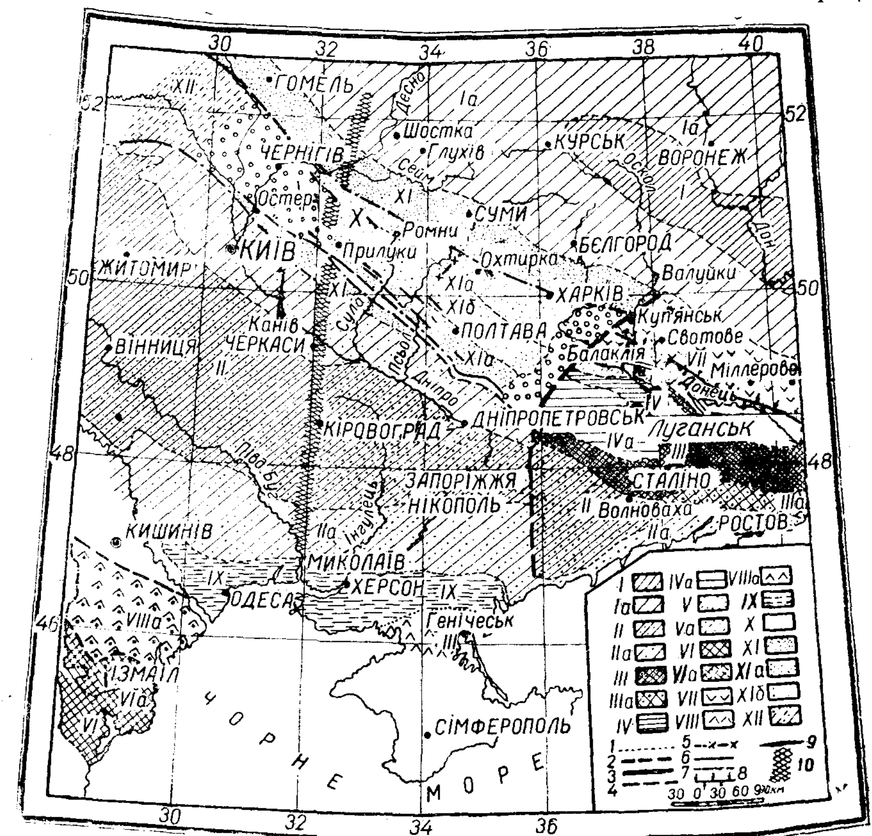


Рис. 61. Тектонічна схема східної частини Української РСР і прилеглих областей. (Склали Й. Ю. Лапкін, С. Є. Черпак, М. В. Чирвінська, 1951).

Докембрійські кристалічні масиви: *I* — Воронезький кристалічний масив; *Ia* — схили Воронезького кристалічного масиву; *II* — Український кристалічний масив; *IIa* — схили Українського кристалічного масиву.

Верхньопалеозойські та нижньомезозойські складчасті споруди: *III* — Донецький кряж; *IIIa* — підземне продовження Донецького кряжа; *IV* — Бахмутська улоговина; *IVa* — Кальміус-Торецька улоговина; *V* — північний схил Донецького кряжа; *Va* — західна, більш занурена частина північного схилу Донецького кряжа; *VI* — Добруджинський кряж; *VIa* — північний схил Добруджинського кряжа.

Передгірні прогини: *VII* — Переддонецький прогин; *VIII* — Генічеський прогин (північно-східна частина Причорноморської западини); *VIIIa* — Переддобруджинський прогин (північно-західна частина Причорноморської западини); *IX* — північні схили Переддобруджинського та Генічеського прогинів (північна частина Причорноморської западини).

Западини та їх структурні елементи: *X* — Дніпровсько-Донецька западина; *XI* — бортові частини ДДЗ; *XIa* — зони облямовання центрального грабена ДДЗ; *XIб* — центральний грабен ДДЗ; *XII* — Єльсько-Шатилківська депресія ДДЗ: *1* — межі тектонічних елементів; *2* — зона ймовірного розлому в кристалічному фундаменті між Донецьким кряжем, Переддонецьким прогином і Дніпровсько-Донецькою западиною; *3* — зона Північно-Донецького насуву; *4* — зони ймовірних поздовжніх порушень у кристалічному фундаменті ДДЗ; *5* — зони ймовірних поперечних порушень у кристалічному фундаменті ДДЗ; *6* — порушення Єльсько-Шатилківської депресії та зон облямовання; *7* — лінії, що відмежовують Переддобруджинський прогин (Болградський уступ та ін.); *8* — осьова частина Переддонецького прогину; *9* — осьова частина головних антиклінальних піднять Донецького кряжа; *10* — Кіровоградська смуга регіональних мінімумів сили тяжіння.

Так само характеризуються наверствування в складі ярусів келовейського, оксфордського і кімериджського.

Питання генетичного зв'язку верхньокрейдових відкладів і палеогену в північній частині Української РСР в цьому ж році висвітлює О. К. Каптаренко-Черноусова (1953). На підставі мікропалеонтологічних даних вона обгрунтовує наявність у Дніпровсько-Донецькій западині відкладів датського ярусу і безперервний перехід верхньокрейдових у нижньотретинні відклади. Площа відкладів датського ярусу, палеонтологічно охарактеризованих, визначається напрямком Суми—Червоно-Попівка — Єпіфанівка.

Нові дані про склад канівського ярусу Дніпровсько-Донецької западини опублікувала в 1950 р. В. П. Василенко. Вона виділила в межах ярусу, зверху вниз: 1) пласт чорної, сильно піритизованої глини, потужністю близько 1 *м*, 2) пачку верств сірих карбонатних, піритизованих глин, потужністю близько 9 *м*, з Cibicides favorabilis V a s s. і 3) товщу зелених глауконітових слюдистих пісків з проверстками сірої глини з Cibicides lectus V a s s., загальною потужністю близько 25 *м*. Ці відклади Василенко порівнює з наверствуванням монтського ярусу палеоцену і відносить їх до канівського ярусу.

З висновками В. П. Василенко погоджується О. К. Каптаренко-Черноусова, а заперечує їх М. М. Клюшников (1953), який не припускає наявності безперервного переходу між відкладами датського ярусу й палеогену в Дніпровсько-Донецькій западині.

Одночасно з вивченням стратиграфії западини в останні роки велику увагу привертала до себе і її тектоніка. Розглянуті раніш уявлення про геологічну структуру її Й. Ю. Лапкіна, С. Є. Черпака і М. В. Чирвінської були піддані критиці з боку В. Я. Клименка (1953). Він заперечує висновки цього колективу авторів про Донецьку складчасту побудову і її продовження на північний захід, під яким вони, очевидно, розуміють Дніпровсько-Донецьку западину. Клименко вважає необгрунтованим виділення «зон облямовання» западини і критикує саме застосування цього терміну. Сам В. Я. Клименко, як видно з його робіт (1950, 1955), уявляє собі систему східчастих скидів між бортом і центральною частиною западини. Він також дотримується думки про флексурний перегин у межах зони зчленування Донбасу і Дніпровсько-Донецької западини (Бондарчук, 1946) і на цій підставі заперечує наявність там розлому. Останнє, очевидно, справедливе лише для осадочного комплексу, тоді як кристалічний фундамент западини розбитий на окремі блоки розломами. Клименко критикує Лапкіна, Черпака і Чирвінську за недостатнє обгрунтування історії геологічного розвитку Дніпровсько-Донецької западини, зокрема в тій частині, де вони твердять, що в кінці кам'яновугільного періоду центральна частина Донецької геосинкліналі була захоплена горотворними рухами, які супроводжувались магматичними процесами. В результаті критичного розгляду статті згаданих авторів Клименко приходить до висновку, що вона не внесла істотно нового в уявлення про структуру западини.

О. Я. Стефаненко і О. С. Махнач (1951) у роботі про палеозойські відклади в північно-західній частині Дніпровсько-Донецької западини відзначають велике поширення теригенної товщі порід досить однорідного літологічного складу. Серед них виділено три комплекси, знизу вгору: 1) піски, алеврити, крихкі пісковики й алевроліти, строкато забарвлені; у породах відзначається наявність гравію, гальки, а також проверстків конгломерату з гальки кварцу і кварциту; потужність цих відкладів досягає 170 *м;* 2) темносірий пісковик, кварцово-польовошпатовий, іноді строкатоколірний, з проверстками конгломерату з глиняною галькою і значною домішкою вулканогенного матеріалу,— потужність комплексу близько 80 *м;* 3) дрібнозернисті пісковики, алевроліти й глини темнозелені, темносірі, майже чорні, з проверстком доломіту. Ці відклади вважаються найдавнішими. У Бобруйському районі на них залягають верстви живетського ярусу, нижній горизонт якого, потужністю близько 50 *м*, складений верствами доломіту і доломітизованого мергелю, а верхній — строкатоколірними глинами з проверстками пісковиків, алевролітів, піску й доломіту; потужність верхнього горизонту близько 200 *м*. Органічні рештки в цих відкладах не виявлені. У вапняково-ангідрито-мергельному комплексі, що має потужність примірно 400 *м* і залягає між строкатоколірними відкладами внизу і сіллю зверху, виділяються горизонти: нижній, доломіто-ангідритовий, потужністю близько 200 *м*, з рештками лінгул і естерій; вапняковий, потужністю коло 70 *м,* з рештками брахіопод; доломітовий, потужністю 75, і ангідритовий потужністю близько 50 *м*. Над ангідрито-вапняково-доломітовим горизонтом центрального Полісся, в ряді районів, залягає товща солі потужністю від 300 до 1800 *м*. На солевмісних відкладах лежать під'юрські, в складі яких виділяються товщі глинисто-мергельна, піщано-глиниста і піщано-глиниста строкатоколірна. О. Я. Стефаненко і О. С. Махнач прийшли до висновку, що в центральних районах північно-західної частини Дніпровсько-Донецької западини виявлені верстви нижньопалеозойського, середньодевонського, верхньодевонського (франського і фаменського), нижньокам'яновугільного і пермо-тріасового віку. Палеонтологічних даних для підтвердження наведеної схеми стратиграфічного поділу палеозою північно-західної частини западини вони не наводять.

Г. Є. Рябухін (1953) вважає, що максимальна глибина западини має напрямок Срібне—Ічня—Ніжин. Лінії розміщення соляних куполів наче свідчать про імовірність у западині розломів. Один із них амплітудою 3,5—4 *км* проводиться між Жлобіном і Шатилками. Цей дослідник припускає існування Донецького каналу, що сполучає Дніпровсько-Донецьку западину із Східно-Російською і Прикаспійською. Потужність осадочних відкладів у межах прогину коло 2000 *м*. Рябухін твердить, що в девоні соленосний прогин мав продовження на захід і через басейн Прип'яті з'єднувався з Львівською синеклізою. На його думку, в пологих брахіантикліналях, складених соляними штоками, не варт шукати західного занурення Донбасу. Початок утворення соляних штоків Рябухін відносить до пізньокрейдового часу і пов'язує його з розломами палеозою. До цього часу він відносить також виливи основних порід в глибинних частинах западини. В структурі останньої Г. Є. Рябухін виділяє окремі тектонічні *зони:* 1) *Роменсько-Дмитріївську,* з характерними соляними структурами Ромен і Дмитріївки; 2) *Чернігівську* — без соляних куполів; 3) *Центральну,* розміщену на південно-східному продовженні Чернігівської в межах центрального грабена; 4) *Путивльську* — що займає смугу біля північно-східного борту западини і приурочена до ізолінії поверхні докембрію 1000—2500 *м*. Уявлення Рябухіна критично розібрав В. Я. Клименко (1955). Він підкреслив, що цей автор неправильно визначає межі Дніпровсько-Донецької западини, вік і розвиток у ній соляної тектоніки. Клименко відзначає також необгрунтованість тектонічного поділу западини, запропонованого Рябухіним, і застарілість його уявлень.

З. О. Мішуніна (1953), на підставі огляду відслонень берегового схилу Дніпра між причалом у м. Каневі і с. Пекарі, прийшла до висновку, що весь складний комплекс дислокацій в середньому Придніпров'ї має зсувове походження. Серед зсувових форм вона виділяє зсуви великих масивів берегових схилів річки, зсуви-опливини, скиби дав-

нших порід у четвертинних річкових пісках і підводне сповзання верств. Ці процеси сповзання Мішуніна пов'язує з розвитком річкових долин, зокрема долини Дніпра в районі Канева. Основним недоліком роботи цієї дослідниці є те, що вона приймає *наслідок* історії геологічного розвитку середнього Придніпров'я — справді дуже поширені там зсуви — за *причину* дислокацій верств осадочних порід на Канівщині.

Загальні відомості про рельєф докембрійського кристалічного фундаменту Російської платформи в 1954 р. опублікував О. О. Бакіров. Він виділяє такі головні тектонічні елементи: Азово-Подільський щит, поховане склепіння — Білоруське, Донецько-Мангишлацький кряж, Дніпровсько-Донецьку западину, Прип'ятський прогин, області крайових передгірних прогинів — Причорноморську і Львівську.

І. С. Шарапов у роботі про основні риси тектоніки і етапи розвитку Дніпровсько-Донецької западини (1949, 1953) приєднується до думки, що Донецька складчаста зона не продовжується в межі западини і відмежована від неї Придонецьким прогином. Він твердить, що єдиний Полісько-Донецький прогин Російської платформи включає такі складові частини, як Донецький кряж, Дніпровсько-Донецька западина і Єльсько-Шатилківська западина. Прогин існував і розвивався в середньодевонську епоху.

З тектонічними рухами в западині М. В. Чирвінська (1954) пов'язує характер співвідношення стратиграфічних комплексів осадочної товщі. Вона відзначає наявність різко виявленої незгідності між палеозоєм і мезозоєм на південно-західному краї западини і, зокрема, на крилах піднять, обернених до центрального її грабена. Різкі поверхні незгідності виявлені між карбоном і тріасом, так само між тріасом і юрою, юрою і нижньою крейдою (?), нижньою і верхньою крейдою, крейдою і палеогеном. Спостерігається також, що потужність верств і фації витримуються однаково на крилах і склепіннях піднять. У товщі палеозою М. В. Чирвінська виявила декілька поверхень, які розмежовують пачки верств. Яскраво видно межі між турнейським і візейським ярусами і в середньому візе ($C_1^v f$, $C^v e$). Явища виклинювання тут не помітні, але чітко простежується випадання з розрізу верхньої частини стратиграфічних комплексів і зміщення склепінь піднять. Загальне зменшення потужностей стратиграфічних комплексів пояснюється саме цим випаданням стратиграфічних комплексів, тобто перервами в седиментації осадків.

Істотні доповнення до відомостей про стратиграфію і літологію пермських відкладів Дніпровсько-Донецької западини дала Т. Ю. Лапчик (1954). Вона виділяє, на підставі літологічних даних, відклади пізньопермського віку — *коренівську* світу, і нижню перм — світи *пересазьку* та *чернігівську*. За її даними, нижньопермські відклади трансгресивно залягають на карбонових і з перервою перекриваються верхньопермськими. За віком нижня перм Дніпровсько-Донецької западини порівнюється з вапняково-доломітовою, а верхня її частина з соленосними відкладами Донбасу. Генетично це осадки лагунно-морського типу. Верхня перм континентальна; переважають в її складі озерно-річкові відклади. На підставі знахідок палеонтологічних решток в районі Домановичів Т. Ю. Лапчик вважає можливим порівнювати верхню перм западини з відкладами татарського ярусу інших районів.

Розглядаючи палеозойські вулканогенні утворення на Чернігівщині, Т. Ю. Лапчик (1954) поділяє їх на комплекси: нижній ефузивно-осадочний, нижній ефузивний, туфітовий, верхній ефузивно-осадочний і верхній ефузивний. За віком всю ефузивно-осадочну серію Лапчик

відносить до девону. Докладніше питання стратиграфії вулканогенної товщі Дніпровсько-Донецької западини висвітлені в роботі Л. Г. Бернадської, Т. Ю. Лапчик і І. С. Усенка (1954).

К. О. Новик (1954), висвітлюючи стратиграфію девонських відкладів Дніпровсько-Донецької западини, виділяє умовно нижній палеозой, що виявлений строкатоколірними пісковиками, підстелює соленосні верстви і лежить на докембрійському фундаменті. В складі девонської системи вона виділяє середній відділ, з живетським ярусом, що включає підсольову і соленосну товщі. У складі верхнього девону виділяються яруси фаменський і франський. Вона пише також про девонську карбонатну товщу, що в корінному заляганні ще не виявлена, але про наявність її свідчать карбонатні породи в брекчіях на соляних куполах. Далі К. О. Новик описує глинисто-ангідритову і глинисто-мергелисту товщі девонського віку.

Стратиграфію верхньопалеозойських відкладів району Радченкова в межах Дніпровсько-Донецької западини недавно уточнили А. О. Білик, Н. Є. Бражнікова, М. О. Карпова, М. П. Кожич-Зеленко і В. А. Хоменко (1954). Ці автори характеризують відклади візейського й намюрського ярусів, виділяють нижню—глинисто-вапнякову і верхню — піскувату товщі, що за віком відповідають башкирському ярусу. До пермських і тріасових відкладів вони залічують: 1) піщано-глинисту світу, умовно пермського віку, 2) піщану світу і 3) глинисту світу.

Деякі дані про пермські й тріасові відклади западини недавно повідомив В. К. Гавриш (1955). Він, услід за Т. Ю. Лапчик, поділяє строкатоколірну товщу на відклади пермські і тріасові. У складі пермської системи описано товщі: 1) глинисту — нижньопермську, 2) піщану — верхньопермську. До тріасової системи Гавриш відносить товщі: 1) піщано-вапняково-глинисту і 2) глинисто-піщану—нижньотріасову.

Докладну характеристику літології крейдових відкладів Дніпровсько-Донецької западини подав Г. І. Бушинський (1954). Він приймає такий стратиграфічний поділ крейдових відкладів у межах западини: нижній відділ, з ярусами: валанжинським, готеривським, баремським, аптським і альбським, і верхній відділ, у складі ярусів: сеноманського, туронського, коньякського, сантонського, кампанського, маастрихтського та датського. Бушинський наводить дані про палеогеографічні умови для окремих віків крейдового періоду, характеризує літологічний склад і органічні рештки кожного з ярусів цієї системи. Робота цього дослідника багата фактичним матеріалом і важлива для висвітлення історії осадкоутворення у крейдовому періоді в Дніпровсько-Донецькій западині і на Донецькому кряжі.

Деякі нові дані про особливості нижньокрейдових відкладів у межах північно-західних окраїн Донецького кряжа дано в роботі І. І. Литвина і С. В. Корольової (1955). Для цієї ж області відомості про форамініфери київського ярусу і їх стратиграфічне значення наводить Г. Д. Соболєв; про відклади полтавської серії на північно-західних окраїнах Донбасу і полтавські червоноколірні породи району с. Михайлівки пишуть К. С. Усенко (1955) та Н. А. Ремізов (1955) і про третинні і четвертинні відклади — Т. Ф. Євсеєв (1955).

Як видно з наведеного огляду, інтенсивність вивчення геологічної будови Дніпровсько-Донецької западини з року в рік збільшується. З кожним роком число колективів, які беруть участь у геологічних дослідженнях зростає. Наближається час, коли в результаті колективних зусиль питання геологічної будови і мінеральних ресурсів надр цієї западини буде остаточно з'ясоване.

3. СТРАТИГРАФІЯ

У будові Дніпровсько-Донецької западини беруть участь відклади докембрію, нижнього палеозою, девонського, кам'яновугільного, пермського, тріасового, юрського, крейдового, третинного й четвертинного віку. Четвертинні й третинні відклади відслонюються повсюдно, крейда облямовує північно-східний край западини, відслонюється на межі Донецького кряжа і Дніпровсько-Донецької западини. У Канівському дислокованому районі та біля ст. Лозової відслонені верстви юрської системи. На всій іншій території западини крейдові і юрські відклади, так само як і більш давні наверствування, лежать на значній глибині.

Глибинна геологія Дніпровсько-Донецької западини висвітлена недостатньо. Значна кількість свердловин пройшла лише крейдові і юрські породи. В осьовій частині западини найглибші свердловини не вийшли з верств кам'яновугільного й девонського віку. На бортах западини, особливо на її південно-західному крилі, велика кількість свердловин пройшла весь комплекс осадочних наверствувань і врізалась у докембрійський фундамент.

ДОКЕМБРІЙ

Докембрійський фундамент Дніпровсько-Донецької западини лежить на значній глибині. Дані про особливості та склад його одержані в результаті глибокого буріння та геофізичних спостережень.

Поверхня кристалічного фундаменту південно-західної частини Російської платформи дуже нерівна. В його рельєфі, якщо розглядати фундаменти з заходу на схід, виявлено три ступені. Верхню становить Український кристалічний щит. Йому відповідає Воронезький кристалічний масив. До осьової частини западини поверхня кристалічного фундаменту спочатку повільно, далі круто, падає. Осьова частина западини являє собою ровоподібне заглиблення, обмежене бортами, що становлять середню, проміжну ступінь між Українським кристалічним щитом і ровоподібним грабеном. Коливання висот поверхні кристалічного фундаменту дуже велике і характеризується такими усередненими цифрами:

Кристалічний щит	+320 — +60 *м;*
Середньодніпровський схил, або борт, западини	+60 — —1400 *м;*
Центральний рів	—1400 — —5000 *м;*
Північно-східний схил	+50 — —1970 *м.*

Ці дані показують, що кристалічний фундамент південно-західної частини Російської платформи являє собою гірську країну, поховану під потужними товщами осадочних порід. Вона складається з окремих блоків, обмежованих розломами і зміщених один по відношенню до одного на різну глибину. Поверхня блоків нахилена по-різному до площини горизонту. Блоки мають круті схили і сильно розчленовані ерозією. Ці особливості позначаються на складній картині геофізичного поля всієї області западини. Картина ця особливо складна тому, що блоки фундаменту мають до того й різний петрографічний склад.

Накладена на кристалічний фундамент товща осадочних порід Дніпровсько-Донецької западини формувалася в процесі безперервної рухливості земної кори в області седиментації. Це, в свою чергу, зумовило надзвичайну змінність літофацій, потужностей, просторового розміщення верств окремих статиграфічних комплексів і їх подальших дислокацій.

Повертаючись до складу докембрійського фундаменту западини, слід відзначити недостатність фактичного матеріалу навіть для загальної його характеристики.

Середньодніпровський схил кристалічного фундаменту простежений в ряді свердловин, але вивчені породи лише з свердловин у Райозері, Царичанці і Михайлівці. В цих районах кристалічні породи залягають на глибинах: Райозеро — 1433, Царичанка — 647, Михайлівка—1453 *м.* Михайлівська свердловина, розміщена на невеликому віддаленні — 7 *км* — від Царичанки, через відсутність керну не охарактеризована.

За описом І. С. Усенка, у свердловині в Райозері виявлено біотито-гранатовий мігматит. Головні породоутворюючі мінерали його—польові шпати, кварц та біотит, другорядний — гранат. Хімічний склад породи, за даними цього ж дослідника, такий:

SiO_2	74,08	CaO	1,19
TiO_2	0,10	Na_2O	2,70
Al_2O_3	13,40	K_2O	4,26
Fe_2O_3	1,08	P_2O_5	0,11
FeO	2,29	SO_3	0,30
MnO	0,03	H_2O	0,05
MgO	0,36	В. п. п.	0,32
		Разом	100,27

Мігматит за складом близький до граніту. Це порода гібридна, збагачена на глинозем.

Кристалічна порода з Царичанської свердловини, за визначенням Усенка, представлена середньозернистим, місцями сильно епідотизованим і окварцованим, аплітоїдним гранітом. Головними породоутворюючими мінералами в ньому є польовий шпат і кварц; темноколірний мінерал, наявний у невеликій кількості, представлений хлоритом, що розвинувся з біотиту. Серицит у невеликій кількості розвивається по польовому шпату. Останній представлений частково плагіоклазом, частково калійовим польовим шпатом. Зерна їх ізометричні, роздроблені і в деякій мірі деформовані та заміщені кліноцоїзитом.

У центральній частині Дніпровсько-Донецької западини кристалічний докембрійський фундамент виявлений лише в двох місцях на глибинах: в районі Чернігова — 2751, в районі с. Смілого — 2218 *м.* Опис порід, виявлених тут у свердловинах, дав І. С. Усенко.

Чернігівська свердловина пройшла осадочно-метаморфічні, магматичні й змішані породи. Всі вони сильно звітрілі, каолінізовані, карбонатизовані, іноді серицитизовані — до повного заміщення польових шпатів і темноколірних складових частин.

Осадочно-метаморфічні породи представлені переважно дрібнозернистим біотитовим гнейсом; серед інших відмін гнейсів перераховуються: біотит—гранатовий, силіманіт—андалузитовий (виявлений лише в одному шліфі). Біотитовий гнейс — порода темносірого кольору, рівномірнозерниста, з типовою гранобластовою структурою. Головні породоутворюючі мінерали в його складі: кварц, польовий шпат і біотит. Серед акцесорних мінералів виявлено пірит, рутил, циркон; циркон і, частково, рутил вважаються реліктовими мінералами. В окремих проверстках біотитових гнейсів зустрічається незначна кількість рожевого гранату. Тоді утворюються біотито-гранатові різновидності гнейсів, і вони виявляють ознаки гранітизації. Серед останніх інколи зустрічаються проверстки силіманіто-андалузитового гнейсу. Товща гнейсів і мігматитів пересічена прожилками аплітоїдного сірого, частково рожевого, граніту. В ньому І. С. Усенко відзначає наявність прожилка звітрілої ефузивної породи. З гібридних кристалічних порід, виявлених чернігівською свердловиною, виділено типові мігматити, зокрема біотито-гранатову їх відміну. Структура цих порід гранобластова, рідше катакластична. Кристалічні породи докембрійського фундаменту відзначаються тут великим ступенем звітрення. Польові шпати в них

майже повністю заміщені карбонатом, серицитом, частково каоліном. Біотит також повністю звітрілий і заміщений прозорою гідрослюдою з виділенням деякої кількості гідроокислів заліза.

Кора звітрювання на докембрії в чернігівській свердловині перекрита девонськими відкладами. Цілком очевидно, що занурення Чернігівського підземного кристалічного блоку почалося перед деконом і воно являє собою якийсь, уже не перший, етап в його формуванні. Можна вважати, що ті ділянки центральної частини Дніпровсько-Донецької западини, які занурені глибше Чернігівського виступу, як-от, Нижньоприп'ятська або Сумо-Псьольська депресії, почали формуватися раніш від занурень у районі Чернігова. Тому в депресіях центральної частини западини ймовірне поширення відкладів давнішого за девонський віку. З цього погляду твердження про нижньопалеозойський вік строкатоколірних пісковиків підсольової товщі не може викликати заперечень. Разом з тим розвиток западини тривав і в післядевонський час, коли в процес опускання втягувалися прилеглі частини бортів западини. Доказом цього може бути наявність кори звітрювання на докембрії Воронезького кристалічного масиву, яку, за повідомленням Я. К. Писарчука (1952), виявлено під морськими відкладами живетського ярусу. Поряд з цим у межах північно-західного борту западини, в Путивлі, докембрійський фундамент перекритий кам'яновугільними відкладами.

Докембрійський кристалічний фундамент у районі с. Смілого лежить на глибині 2218 *м*. За глибиною занурення ця область подібна до центральної зони Дніпровсько-Донецької западини, а за структурою це її північно-східний борт, що східчастими скидами опущений на значну глибину. З цього погляду смілівська і путивльська свердловини висвітлюють одну і ту ж сторону структури докембрію кристалічного фундаменту западини.

Породи, виявлені в смілівській свердловині, І. С. Усенко визначив як докембрійські осадочно-метаморфічні, гібридного типу. Це каолінізовані біотито-гранатові мігматити з типовою гранобластовою структурою і біотитові гнейси. В типовому біотитовому гнейсі свердловина і зупинена. Породи кристалічного фундаменту в районі с. Смілого сильно звітрілі. З глибиною продукти каолінізації зникають, порода стає свіжою. В ній переважає гранітний матеріал. Мінералогічний склад мігматитів одноманітний: польові шпати, сильно каолінізовані і серицитизовані; кварц, місцями катаклазований; гранат, у тріщинах якого наявний зеленуватий хлорит; біотит, цілком звітрілий і заміщений гідрослюдою та бурою глинистою масою. Гнейс, що складовою частиною входить у мігматит, як відзначає Усенко, складається з темнобурого біотиту, дрібних зерен кварцу, плагіоклазу, калійового польового шпату і незначної кількості окатаних реліктових мінералів, переважно циркону. Гнейси збагачені на глинозем.

Кристалічні породи у Путивльському районі виявлені на глибині 970 *м*. За даними І. С. Усенка, це біотито-дистеновий гнейс осадочно-метаморфічного походження. Головні складові частини його: кварц, плагіоклаз, калійовий польовий шпат, біотит і дистен. Крім них зустрічаються призматичні кристали апатиту і окатані зерна циркону. Хімічний склад гнейсів, виявлених у свердловинах районів Путивля і Смілого, розміщених на невеликій віддалі одна від одної, дуже близький (див. таблицю на стор. 393). Як свідчить Усенко, наведений хімічний склад не характерний для магматичних порід.

Потрібно, далі, відзначити й те, що породи, як про це можна міркувати на підставі дуже обмежених матеріалів з північно-східного борту Дніпровсько-Донецької западини і Чернігівського району, в меншій мірі збагачені на інтрузивні маси в порівнянні з областю Українського кристалічного щита. Це явище, на наш погляд, пояснюється тим, що Український кристалічний щит зрізаний денудацією, загалом, на багато нижчому рівні, який *відслонює корені* докембрійських складчасто-інтрузивних структур. У Дніпровсько-Донецькій западині захований денудаційний рівень набагато вищого поверху, який відповідає рівню планації девонського періоду палеозою. Природно, що осадочно-метаморфічні породи на той час збереглися від знищення на відносно більшу потужність.

	1	2	3
SiO_2	66,28	68,60	65,28
TiO_2 . . .	0,67	0,69	0,75
Al_2O_3 . . .	12,28	13,31	15,36
Fe_2O_3 . . .	0,76	0,66	0,46
FeO	6,39	5,02	5,02
MnO	0,10	0,05	сл.
MgO	3,94	2,60	2,89
CaO	3,36	2,31	1,40
Na_2O . . .	2,06	2,63	2,69
K_2O	2,06	1,90	4,25
P_2O_5	0,17	0,17	0,11
SO_3	0,11	0,08	0,10
H_2O	0,10	0,11	0,05
В. п. п. . .	1,35	1,44	1,30
Разом . .	99,63	99,57	99,66

1—Путивль; 2—3—Сміле.

Друга й головна обставина, яка змушує вбачати переважання осадочно-метаморфічних порід у кристалічному фундаменті западини, полягає в тому, що в системі докембрійських складчастих побудов теперішня западина становила міжгір'я, інтрагеосинкліналь, складену породами істотно іншими в порівнянні з синтектонічними інтрагеоантикліналями, тоді гірськими системами, Українського кристалічного щита і Воронезького кристалічного масиву. Вся ця складна система гірських побудов на початок девонського періоду була вже цілком зрівнена, і на її основі пізніш розвивалися нові структури.

Одним з найбільш ранніх етапів формування кристалічного фундаменту було утворення криворізької серії порід. У Дніпровсько-Донецькій западині вони складають *Кременчуцький вал,* що простягається від Дніпра на північно-північний схід до с. Остап'є на р. Пслі. Структурне продовження Кременчуцького валу в осьовій зоні западини не простежується. Пізніші дислокації і накладення молодших формацій закрили його сліди. Однак можна твердити, що з просуванням на північ, з наближенням до Воронезького кристалічного масиву, область поширення порід залізорудної формації збільшується. Східне крило докембрійської інтрагеосинкліналі зазнавало нових напружень у бік давньої слабини під час формування криворізької структури, що в зоні Воронезького кристалічного масиву і його зчленування з Дніпровсько-Донецькою западиною розвивалась у плані давніших деформацій. Саме в такому плані розвитку структури докембрійського фундаменту південно-західної частини Російської платформи знаходить пояснення зв'язок залізорудних формацій Кривого Рогу і Курської магнітної аномалії.

ПАЛЕОЗОЙСЬКА ГРУПА

Відклади палеозойської групи в Дніпровсько-Донецькій западині виявлені на всьому її просторі від нижньої течії р. Прип'яті до західних окраїн Донецького кряжа. Відслонені вони лише в кепроках деяких соляних структур.

Загальна потужність палеозойських відкладів у Дніпровсько-Донецькій западині вимірюється кількома тисячами метрів. Стратиграфічний поділ палеозою в тих місцях здійснено на підставі копітких комплексних досліджень палеонтологічних решток, мінералогічного складу тощо. Однак мережа опорних стратиграфічних розрізів у западині ще дуже рідка і для докладних порівняльних характеристик недостатня. Нові дані в цьому розумінні надходять з кожною новою свердловиною. Тому описувана далі схема стратиграфічного поділу палеозойських відкладів западини, яка складена на рівні опублікованих за 1954 рік даних, має відносну точність. Разом з тим підкреслюємо, що загальне спрямування геологоісторичного розвитку западини можна вважати, в основному, висвітленим.

У складі палеозою Дніпровсько-Донецької западини виділяються: нижньопалеозойські (?), девонські, кам'яновугільні й пермські відклади. Стратиграфічний поділ палеонтологічно обгрунтований лише для девонської і кам'яновугільної систем. Нижньопалеозойські та пермські відклади діляться на окремі стратиграфічні комплекси на підставі літологічних даних та порівнянь.

Таблиця 20

Схема стратиграфічного поділу палеозойських відкладів Дніпровсько-Донецької западини

Система	Відділ	Ярус	Світа	
Кам'яновугільна	Нижній	Турнейський		
Девонська	Верхній	Фаменський D_3^2	Глинисто-ангідритова та глинисто-мергельна	
		Франський D_3^1	Карбонатна	
	Середній	Живетський D_2^3	Соленосна	Осадочно-ефузивна
			Підсоленосна	
Нижній палеозой			Нижньопалеозойська піщано-глиниста товща	
Докембрій	Кристалічний фундамент			

Нижній палеозой (?). Нижньопалеозойські відклади в Дніпровсько-Донецькій западині виділяються умовно. Сюди О. Я. Стефаненко і О. С. Махнач зараховують товщу теригенних відкладів потужністю близько 270 *м*. Ця товща залягає на кристалічному фундаменті і перекрита верствами живетського ярусу, однак палеонтологічно теж не охарактеризованого. В районі Нижньоприп'ятської западини, біля Наровлі і Мозиря, кристалічний фундамент виявлений на глибинах 2864 і 2340 *м*. За літологічними ознаками нижньопалеозойські відклади північно-західної частини Дніпровсько-Донецької западини, як вважають Стефаненко і Махнач, близькі до нижньокембрійських наверствувань БРСР. На цій підставі вся товща зачисляється до нижнього палеозою, а не до живетського ярусу, на відклади якого вона теж схожа.

У складі нижньопалеозойських відкладів Стефаненко і Махнач виділяють окремі літологічні горизонти. Нижню частину їх складають піски, алеврити, алевроліти, слабо зцементовані пісковики. Вони мають змінне забарвлення, в якому переважають червонобурі, жовті та інші тони. Піски й пісковики переважно дрібнозернисті. Пісковики цементовані карбонатним цементом. У верхній частині горизонту виявлені проверстки гравію і конгломерату з гальки кварцу й кварциту. Потужність горизонту близько 180 *м*. Вищий горизонт нижньопалеозойських відкладів представлений пісковиками темносірого забарвлення. Пісковики верствуваті, в окремих місцях з домішкою глинистої гальки або конгломерату. В нижніх верствах цього горизонту багато проверстків гальки, а весь він збагачений на вулканогенний матеріал. Потужність його примірно 80 *м*. Завершується нижньопалеозойська товща наверствуваннями кварцово-польовошпатових пісковиків, алевролітів та глин темнозеленого і зеленуватосірого, майже чорного, кольорів. Пісковики добре зцементовані, сильно хлоритизовані. Серед них виявлено проверсток доломіту. Потужність цього горизонту близько 20 *м*.

У складі нижнього палеозою північно-західної частини Дніпровсько-Донецької западини велике значення має наявність вулканогенних продуктів. Утворення їх слід пов'язувати, очевидно, з тією потужною вулканічною діяльністю, яка мала місце в ранньому палеозої на північно-західних схилах Українського кристалічного щита. За віком нижньопалеозойські відклади в Дніпровсько-Донецькій западині можуть належати системам від рифейської до силурійської.

Осадочно-ефузивна світа. Наявність вулканогенних відкладів у надрах Дніпровсько-Донецької западини припускалась нами ще в 1937 р. і була обгрунтована в 1946 р. Опорна свердловина в районі Чернігова виявила вулканогенні відклади на глибині від 1587 до 2751 *м*, тобто потужністю в 1164 *м*.

У північно-західній частині Дніпровсько-Донецької западини вулканічні породи виявлені під соленосною товщею в Старобіні. Чернігівська осадочно-ефузивна товща складається з покривів основних порід, що чергуються з верствами пірогенних кластолітів і нормальних осадочних порід (Бернадська, Лапчик, Усенко, 1954). Покривів виявлено близько десяти; потужність їх змінюється від кількох до 140 *м*. З 1160 *м* (округло) загальної потужності осадочно-ефузивної світи на долю нормальних осадочних порід припадає коло 300 *м*; сумарна потужність туфогенних кластолітів дорівнює 445, а покривів, складених вулканітами, 415 *м*.

Осадочно-ефузивна світа на території Чернігівщини залягає безпосередньо на кристалічному докембрійському фундаменті. Вгорі вулканогенні відклади тут перекриті незгідно верствами глини, глинистих сланців, вапняків та пісковиків верхньої частини візейського ярусу кам'яновугільної системи. Складну вулканогенну товщу наверствувань на Чернігівщині Т. Ю. Лапчик (1954) поділяє на послідовно накладені комплекси: 1) нижній ефузивно-осадочний, 2) нижній ефузивний, 3) туфітовий, 4) верхній ефузивно-осадочний і 5) верхній ефузивний. Дослідниця вважає, що за віком чернігівська осадочно-ефузивна світа належить: нижніми її чотирма комплексами — до франського ярусу, а верхнім ефузивним комплексом, можливо, до верхньої частини франського і низів фаменського ярусів.

Крім Чернігівщини, продукти вулканічної діяльності виявлені в брекчіях кам'яних шапок на соляних куполах в Ромнах, Лубнах, Полтаві, Висачках, Ромодані, Дмитріївці, Радченкові (Малі Сорочинці — Гоголів), Краснограді, Синельникові. На підставі поширення вулканітів і геофізичних даних можна твердити, що базальтові породи в

глибинах Дніпровсько-Донецької западини утворюють розрізнені покриви, під якими залягає солевмісна девонська серія.

Генетично породи чернігівської осадочно-ефузивної серії дуже різноманітні. Наводимо їх характеристику за визначенням Л. Г. Бернадської, Т. Ю. Лапчик і І. С. Усенка (1954). Нормально-осадочні породи поділяються на дві генетичні групи — кластогенну і хемогенну. До кластогенних порід належать аргіліти, алевроліти та пісковики з незначним вмістом пірогенного матеріалу. Хемогенні породи представлені вапняками, доломітами й ангідритом, що зосереджені, переважно, в нижній частині розрізу. Закономірностей в заляганні кластогенних порід у вертикальному розрізі не виявлено. Аргіліти, алевроліти й дрібнозернисті пісковики переверствовуються між собою, відбиваючи ритмічність коливальних рухів у процесі прогинання дна западини. Аргіліти — темносірі, щільні породи, складені глинистим, пелітовим матеріалом, в якому значну роль відіграють карбонати, іноді гідроокисли заліза, що, очевидно, є результатом розпаду оснóвних ефузивних порід. Алевроліти за складом близькі до аргілітів. Вони містять значну кількість більш крупного кластичного матеріалу, переважно уламків кварцу. Серед пісковиків переважають дрібнозернисті відміни, складені головним чином з уламків кварцу. Уламки польового шпату, магнетиту й піроксену виявлені у незначній кількості. Цемент у пісковиках пелітовий, часто слюдисто-карбонатний. В алевролітах і пісковиках виявлена незначна кількість пірогенного матеріалу — вулканічного попелу і дрібних уламків ефузивів. Вапняки дрібнозернисті, глинисті, сірого кольору, тонковерствуваті й переверстовані з аргілітами. Потужність аргіліто-вапнякових пачок змінюється від 1 до 30 *м*. Хемогенні породи більш-менш значно поширені лише в нижній частині осадочно-вулканічної світи, на глибинах понад 2600 *м*. У цій частині розріз складається з переверствування дрібнозернистих доломітизованих вапняків, у товщі яких наявні тоненькі, в кілька сантиметрів товщини, проверстки ангідриту, що переходить у гіпс, з аргілітами і туфогенними породами.

У складі осадочної товщі значне місце займають туфогенні породи, що відзначаються великим вмістом пірокластичного матеріалу. Вони характеризуються великою змінністю структури. Серед них виділяють туфогенні аргіліти і туфогенні конгломерати, з усіма перехідними відмінами між ними — туфогенними алевролітами й туфогенними пісковиками.

Усі туфогенні породи складені продуктами дезинтеграції базальтів і, частково, діабазів та порфіритів. Уламки зцементовані залізистим, карбонатним, рідше пелітовим матеріалом з домішкою вулканічного попелу, або ж цемент опаловий і халцедоновий. Бернадська, Лапчик і Усенко вважають, що вулканіти чернігівської світи представлені продуктами диференціації базальтової магми, які в ряді проміжків розрізу сильно зруйновані — озалізнені та каолінізовані. Найбільше серед них базальтів, менше — діабазів, порфіритів, ефузивних аналогів піроксенітів та трахідолеритів.

Згадані автори твердять також, що виливання лав на поверхню в межах западини відбувалось одночасно з відкладанням кластолітів нормального складу — аргілітів, алевролітів, пісковиків, а частково і хемогенних продуктів. Формування нормальних осадочних порід і переверстованих з ними вулканітів — це синхронний процес одного етапу, розвиток якого зумовлений прогинанням Дніпровсько-Донецької западини вздовж регіональних глибоких розломів. Однак простягання розломів, що були шляхами виверження вулканогенних мас, очевидно, було скоріш поперечним, а не поздовжнім, як думають автори.

Девонська система

Відклади девонської системи в Дніпровсько-Донецькій западині стали відомі в 1936 р., коли О. М. Куциба виявив їх у складі брекчій на Височківському соляному куполі. Вони були визначені як належні до євлановських верств верхньої частини франського ярусу (О. М. Куциба і П. Л. Шульга, 1938). Пізніше брекчії девонських порід були виявлені на соляних куполах у районі м. Слов'янська, с. Петровського та ін. У роки перед Великою Вітчизняною війною була установлена наявність серед девонських відкладів потужної солевмісної товщі, що її до того відносили до пермської системи.

Стратиграфію девонських відкладів Дніпровсько-Донецької западини розробляли О. М. Куциба і П. Л. Шульга (1948), І. Н. Лобанов і А. Є. Юнгерман (1937), З. О. Мішуніна (1953), Д. П. Назаренко (1939), А. С. Пересвєтов (1950), Р. М. Пістрак (1950), Ц. Н. Пітковська (1940), О. Я. Стефаненко і О. С. Махнач (1952, 1953), Н. Н. Тихонович (1951), А. В. Фурсенко та ін. Основні стратиграфічні комплекси сучасного поділу девонських відкладів у цьому районі виділила К. О. Новик (1954).

Ж и в е т с ь к и й я р у с. *Підсоленосна світа.* Нижні верстви девонської системи виявлені в небагатьох районах. Сюди належать відклади, що підстелюють соленосну світу девону в районі Полтави. Підсоленосні відклади виявлені в північно-західній частині Дніпровсько-Донецької западини. Їх вік А. В. Фурсенко визначив як нижньофранський і порівнює їх з щигровськими верствами. До цієї думки приєдналися також О. Я. Стефаненко і О. С. Махнач. К. О. Новик визначає вік підсоленосної товщі як живетський. Наявні дані поки що не дають підстав для остаточного розв'язання питання про належність їх до франського чи живетського ярусу або ж про наявність тут кількох соленосних горизонтів.

Літологічний склад верств, що підстелюють девонську соленосну формацію в Дніпровсько-Донецькій западині, змінний. У районі м. Полтави під сіллю, на глибині коло 3000 *м*, як повідомляє К. О. Новик, залягає товща темносірих глинистих сланців, пробурених на товщину 30 *м*.

У північно-західній частині Дніпровсько-Донецької западини, за даними Стефаненка і Махнача, підсольові відклади виявлені внизу верствами доломіту й доломітизованого мергелю. Вони складають товщу потужністю близько 50 *м*, забарвлену в сірий і жовтуватосірий кольори. В складі тонкокристалічного доломіту зустрічаються гнізда ангідриту, а в верствах доломітизованого мергелю — проверстки гіпсу. Верхня товща відкладів потужністю близько 200 *м* складена строкатоколірними глинами з проверстками пісковиків, алевролітів, піску і, іноді, доломіту. Органічних решток у строкатоколірній товщі не виявлено. На північному заході Дніпровсько-Донецької западини О. Я. Стефаненко і О. С. Махнач виділяють потужну, близько 400 *м*, товщу відкладів, що залягає над строкатоколірними відкладами і під соленосною світою. В її складі виділяється внизу доломітово-ангідритовий горизонт з рештками лінгул та листоногого — Estheria vulgaris L u t k., сумарною потужністю, на думку Стефаненка й Махнача, до 200 *м*. На цих відкладах лежать верстви вапнякового горизонту, потужністю 70 *м*, з рештками Lingula sp., Productella herminae F r e c h., Camarotoechia cernosemica N a l., Cyrtospirifer archiaci V e r n. Ще вище виділяється товща верств доломітового горизонту, потужністю 75 *м*, з рештками Cyrtospirifer cf. lebedianicus N a l. Завершується підсоленосна світа верствами доломітового горизонту, потужністю до 50 *м*. На цих відкладах згідно залягають верстви соленосної світи.

Подібний до наведеного літологічний склад підсоленосних відкладів, очевидно, поширений і в більш південно-східних, синтектонічних з нижньоприп'ятським, районах Дніпровсько-Донецької западини.

Соленосна світа. Вперше соленосні відклади були виявлені в районі м. Ромен. Пізніш наявність їх була констатована в багатьох районах Дніпровсько-Донецької западини.

Літологічний склад соленосних верств досить різноманітний. До соленосної світи ми зараховуємо дуже потужну товщу відкладів, яка зверху обмежена поверхнею розмиву і перекрита бітумінозними верствами, а внизу без помітної перерви переходить у підстелюючу підсоленосну світу. В цих межах соленосні відклади, за зведеними даними О. М. Куциби, становлять, зверху вниз, верстви алевролітів, карбонатних пісковиків, піскуватих вапняків, сланців, мергелів та глин з проверстками гіпсу, ангідриту й к а м'я н о ї с о л і. Нижче верстви збагачені на гіпс і ангідрит, переверствовані з пачками карбонатної глини, мергелю й доломітизованого вапняку. Нижчі верстви здебільшого виявлені сланцями, мергелем і глиною з пачками гіпсо-ангідриту й кам'яної солі. В цих відкладах зустрічаються рештки брахіопод та звуглені частки рослин. Нижчі горизонти соленосних відкладів складає переверствовання глини, сланців, ангідритів і соляних порід. Поклади солі, грубо- або дрібнокристалічної, забарвлені в сірий, бурий, оранжовий, синюватий колір. Сіль прозора, іноді з проверстками глинистих сланців; нижче кількість цих проверстків збільшується. Товща відкладів являє собою переверствовання сланців, аргілітів, глин і солі. В нижній частині аргіліти й глини бітумінозні. Далі нижні верстви збагачені на гіпс і ангідрит, виявлені мергелем, глиною, сланцями, аргілітами з проверстками кам'яної солі. Окремі частини розрізу строкатоколірні. Під цією товщею залягають поклади кам'яної солі з проверстками глинистих карбонатних сланців.

Нижній горизонт соленосної світи порід — це переверствовання скрем'янілої глини, сланців, аргілітів з рештками рослин, нижче — піскуватих доломітизованих вапняків, пісків і пісковиків, часом бітумінозних.

Основну особливість Роменської соленосної світи становлять поклади кам'яної і, в північно-західній частині западини, калійної солі. Переверствування солі й теригенних відкладів закономірне, але закономірність ця висвітлена недостатньо. На підставі наявних даних можна твердити про, щонайменше, три ритми соленагромадження, поділені інтервалами посиленого відкладання теригенного матеріалу. Останнє доводиться пов'язувати з розвитком тектонічних коливальних рухів і зміною кліматичних умов.

Глибина залягання соленосної світи в Дніпровсько-Донецькій западині змінна. Вона зумовлена різною інтенсивністю прогинання ложа западини в різних її частинах. Так само неоднакова потужність верств самої солі. Вона більша в осьовій зоні западини. Крім того, відклади солі деформовані її дислокаціями, які надміру роздули потужність солі на куполах і звели її майже нанівець у міжкупольних просторах.

На Висачківському куполі кам'яна сіль виявлена на глибині 37,35 *м*. Потужність солі в свердловині перевищує 1989 *м*. На глибинах понад 3025 *м* у цьому районі підошва солі не встановлена (рис. 62). В Роменському куполі сіль лежить на глибині 198 *м*. Підошва солі в цьому районі не досягнута на глибині 3500 *м*. Потужність солі в Роменському районі, в якій пройшла свердловина, але з неї не вийшла, становить 3399 *м*. Поховані соляні гори виявлені також у районі Дмитріївки, Полтави, Лейкова, Ромодана і в багатьох інших районах.

Велике поширення соленосна світа має в нижньоприп'ятській частині Дніпровсько-Донецької западини. Тут розміщений окремий район соляної тектоніки, на заході обмежений Лунинецьким підземним кристалічним горстом, на сході — Чернігівським підземним вулканічним плато, на півдні — схилами Українського кристалічного щита, а на півночі — схилом Білоруського кристалічного масиву. В нижній течії Прип'яті цей район з'єднаний каналом з середньодніпровською частиною западини. Соленосна світа відсутня в районі між Слуцьком і Старобіном. У районі Петрикове — Глуськ соленосні відклади лежать на глибині 300—600 *м*. У районі Копаткевичів сіль лежить на глибині 350 *м*, між Паричами, Давидовкою і Казанськом — не глибше 750 *м*.



Рис. 62. Тектонічна брекчія — кепрок — на Висачківському соляному куполі.

Східніше лінії Калінковичі—Домановичі соленосні верстви занурюються від 626 *м* в Наровлі, 990 *м* у Калінковичах до 1250 *м* в Єльську, 1550 *м* у Мозирі і 2400 *м* у Слободці. Потужність солі в Нижньоприп'ятському прогині змінна — від 166 до 1916 *м*. У районі Мозиря вона становить 287, у Наровлі — 1452 *м*. В обох цих районах під соленосними верствами лежить кристалічний фундамент.

Як це видно з наведених даних, потужність соленосних відкладів в значній мірі залежить від глибини синхронного занурення кристалічного фундаменту. Значні опускання в межах Дніпровсько-Донецької западини після відкладання соленосних верств зумовили різну глибину залягання солі, і, безперечно, були важливим активізатором соляної тектоніки в районі.

Органічні рештки у верствах соленосної світи Дніпровсько-Донецької западини зустрічаються не часто. Переважають спори рослин. Серед спор викопних рослин з відкладів соленосної товщі западини А. М. Іщенко виявив величезну кількість форм і, зокрема, нових видів. Серед рослинних решток переважають представники псилофітової флори, яку вважають типовою для середнього девону, а саме: Tancrea cornuformis S t o c k., Protopteridium hostimense K r., які визначив А. М. Криштофович з надсольових верств Поліської області.

Верхній девон. Ф а м е н с ь к и й і ф р а н с ь к и й я р у с и. *Карбонатна світа.* Верхній девон у Дніпровсько-Донецькій западині має значне поширення і змінний склад. Відклади його розміщені в залежності від умов геологічної структури. В зонах тривалих прогинань

верхньодевонські відклади представлені послідовним наверствуванням осадочних товщ, серед яких (Новик, 1954) виділяються світи — карбонатна і глинисто-ангідрито-мергельна. В районах похованого вулканічного плато в складі верхнього девону западини велике значення має чернігівська осадочно-ефузивна світа. За віком вона частково молодша за відклади карбонатної і частково давніша за відклади глинисто-ангідрито-мергельної світ. Обидві ці світи вулканогенна товща частково заміщає в залежності від умов геоструктури. Карбонатна світа виділена на підставі знахідок карбонатних порід у брекчіях на Висачківському куполі, які в 1946 р. О. М. Куциба відніс до верхнього девону. Стратиграфічні межі карбонатної світи внизу визначаються зміною літологічного складу в покрівлі соленосної товщі або в основі товщі бітумінозних сланців. Верхню межу карбонатної світи проводимо по покрівлі світлосірих мергельних сланців, в одних випадках перекритих вулканогенними породами, а в інших — верствами глинисто-ангідрито-мергельної товщі. В цих межах потужність карбонатної світи становить кілька сот метрів, а утворення її відноситься до франського віку. У зведеному розрізі карбонатної світи переважають такі відклади. Зверху лежать верстви мергельних сланців світлосірого, голубуватосірого кольору з численними проверстками кристалічного піскуватого вапняку. Вся ця товща відкладів бітумінозна. В її складі виявлені рештки брахіопод, у тому числі Spirifer ex gr. anossofi Vern., гастропод та пелеципод. Нижче залягають верстви вапняків темносірого, жовтуватосірого або жовтого кольору, здебільшого глинистих і бітумінозних. У вапняках зустрічаються рештки брахіопод і дрібних гастропод. Уламки цих вапняків, очевидно, становлять основну частину брекчій кам'яних шапок на соляних куполах Дніпровсько-Донецької западини. Нижчі частини розрізу карбонатної світи складені верствами глин, аргілітів та мергелів з проверстками піску і прожилками вторинного гіпсу, переверстованих з глинистим бітумінозним вапняком. Серед органічних решток у вапняку виявлені черепашки Spirifer (Theodossia) evlanensis Nal. У нижній частині цієї товщі залягають мергелі гіпсоносні. До ще нижчих горизонтів карбонатної світи належать переверстовування мергельних сланців, тонковерствуватих вапняків, глин і пісковиків з рештками брахіопод. Внизу сланці бітумінозні. У складі брекчій на Висачківському куполі О. М. Куциба і П. Л. Шульга визначили рештки Spirifer (Theodossia) tanaicus Nal., Spirifer (Theodossia) tanaicus var. evlanensis Nal., що належить до групи Spirifer anossofi Vern., Arca cf. elytra Wen., Mytilarca uncinata (Eichw.), Cucullella sp., Asterolepis sp.

У вапняковій світі північно-західної частини Дніпровсько-Донецької западини А. В. Фурсенко і А. А. Крилова знайшли Spirifer (Theodossia) cf. tanaicus Nal., Sp. (Th.) evlanensis Nal., Th. livnensis Nal., рештки гастропод, пелеципод, а в нижніх горизонтах і панцирних риб.

На підставі палеонтологічних даних верхні горизонти карбонатної світи Дніпровсько-Донецької западини порівнюються з воронезькими і євлановськими верствами Центрального девонського поля.

Глинисто-ангідритова і глинисто-мергельна світи. Під такою назвою К. О. Новик виділила товщу сірих ущільнених глин та аргілітів, бурих глинистих піскуватих сланців з включенням вапняків і ангідриту, що залягають вище соленосних відкладів. Потужність цих відкладів, за даними К. О. Новик, змінюється від 28 до 79 *м*. Однак виділення цієї світи ще не можна вважати достатньо обгрунтованим. Виняток, можливо, становить та частина наверствувань глинисто-мергельної товщі, що в Давидово-Коренівському районі виявлена на глибині 1704—1781 *м* і фаменський вік якої можна вважати ймовірним. Підставою для висновку про фаменський вік послужила наявність тут решток Archaeopteris aff. archaetypus Schmalh., Tancrea cornuformis Stock., Rnacophytum або Stenopteris sp., Brachiopteris sp., Rothrodendron sp.

У девонський період в Дніпровсько-Донецькій западині було, щонайменше, три етапи відкладання осадків. Перший, очевидно дуже тривалий, етап завершився відкладанням потужної строкатоколірної теригенної товщі, яка підстелює девон. До того часу відноситься також формування кори звітрювання на докембрії, виявленої на Чернігівському підземному горсті.

Дальший етап припадає на середній девон, коли утворилися підсоленосні й соленосні верстви, що становлять декілька ритмів. Відклади солі і соленосні породи в Дніпровсько-Донецькій западині дуже поширені. Соленосна формація виявлена від північно-західних районів западини, басейну нижньої Прип'яті, до Донецького кряжа. Солевмісні верстви відкладались за умов посушливого клімату в мілководній зоні девонського моря, режим якого визначався ритмічними коливальними рухами на фоні безперервного занурення западини. Обширна зона лагун, де відкладалась сіль, містилася вздовж північно-східних схилів Українського кристалічного щита, тоді гористої країни, біля підніжжя якої проходила берегова лінія середньодевонського моря. Відкриті морські простори в девоні були на центральній частині Російської платформи. Звідти, з північного сходу, з морською водою приносилися маси солі у випарні басейни, що виповнювали райони занурення між Українським кристалічним щитом, Воронезьким і Білоруським кристалічними масивами.

Подальший етап наверствувань у Дніпровсько-Донецькій западині починається з кінця середнього девону і триває майже до кінця девонського періоду. Головною особливістю цього етапу геологічної історії западини була напружена вулканічна діяльність і нагромадження потужних вулканічних товщ. Початок вулканічної діяльності в Дніпровсько-Донецькій западині відноситься ще до нижнього палеозою, коли почалася її регенерація як субгеосинкліналі. Під кінець цього етапу вулканічна діяльність у западині згасає. Процес седиментації завершується в континентальних умовах. Новий етап нагромадження осадків починається з нового наступу моря на початку кам'яновугільного періоду.

Кам'яновугільна система

Наявність кам'яновугільних відкладів у Дніпровсько-Донецькій западині була встановлена в 1937 р. Їх досліджували Б. І. Чернишов, З. Н. Бєлоусова, Л. Г. Дайн, А. Б. Павлов, О. М. Славіна, а також численний колектив співробітників Інституту геологічних наук АН УРСР.

Стратиграфічний поділ та характеристику карбону Дніпровсько-Донецької западини дали в 1953 р. Д. Є. Айзенберг, Н. Є. Бражнікова, А. М. Іщенко, М. П. Кожич-Зеленко і К. О. Новик. Їх дані покладені в основу подальшого огляду кам'яновугільної системи цієї області.

Кам'яновугільну систему Дніпровсько-Донецької западини складають усі три її відділи. Нижній відділ включає верстви турнейського, візейського і намюрського ярусів; середній відділ виявлений башкирським та московським ярусами. Верхній відділ карбону западини представлений строкатоколірною товщею порід, поділ якої на окремі яруси поки що утруднений.

На північно-східній і південно-західній окраїнах Дніпровсько-Донецької западини кам'яновугільні відклади залягають безпосередньо на докембрійському кристалічному фундаменті. Зокрема, в Кременчуцькому районі карбон поширюється на Український кристалічний щит. Ці відклади залягають на значній глибині: в районі м. Путивля — 780, у Чернігівському районі — 1013,5 *м*. Значно глибше кам'яновугільні відклади виявлені в осьовій частині западини: в районі с. Смілого —

1475, с. Солохи — коло 2700, м. Глинська — коло 2358 *м* і т. д. У зоні найбільшого прогину Дніпровсько-Донецької западини кам'яновугільні відклади налягають на верстви девонського віку.

Нижній карбон. Турнейський ярус (C_1^t). Відклади турнейського ярусу поширені в найбільш заглибленій частині Дніпровсько-Донецької западини. На бортах западини їх немає. Лише на південно-східних схилах Українського кристалічного щита, в напрямку до Донецького кряжа, верстви турнейського віку досить повно виявлені.

Потужність турнейських відкладів у Дніпровсько-Донецькій западині 140—170 *м*.

Літологічний склад турнейських відкладів досить одноманітний. Переважають світлосірі, сірі й темносірі нерівномірнозернисті кварцові пісковики, строкатоколірні, червоні, блакитносірі ущільнені глини й сланці. У басейнах Орелі і Маячки вони лежать на глибині близько 1320 *м*. У районі м. Михайлівки турнейський ярус складає переверствовання світлосірих пісковиків і сланців темносірого з зеленуватим забарвлення. У районі Ромен поширені верстви сірих, різних відтінків та різної крупності зерна, пісковиків, строкатоколірних глин і сланців. Верстви турнейського ярусу виявлені також у північно-західній частині Дніпровсько-Донецької западини, в районі Кореньова.

Залягання турнейських відкладів повсюдно трансгресивне. Море наступало в основному під час утворення зони C_1^tc, а вже при формуванні C_1^td воно в цілому відступало. Верстви турнейського віку повсюдно мілководні, а в районі Лубен і Ромен, як вважає М. П. Кожич-Зеленко, узбережно-континентального походження.

Органічні рештки у відкладах турнейського ярусу нечисленні. В роботах колективу співробітників Інституту геологічних наук АН УРСР наводяться такі форми: Brunsia spirillinoides Grozd. et Gleb., Br. cf. pulchra Mikh., Endothyra aff. primaeva Raus., End. glomiformis Lip., End. rjausakensis N. Tschern., End. aff. spinosa Lip., Spiroplectammina mirabilis Lip., Sp. parva Tschern., Chonetes ex gr. hardrensiformis Rot., Spirifer aff. tornacensis Kon., Ambocoelia ex gr. urii Flem.

З турнейських відкладів Дніпровсько-Донецької западини відомі численні рослинні рештки, зокрема спори. За даними А. М. Іщенка, серед останніх визначені: Stenozonotriletes rarituberculatus (Lub.) Isch., St. aff. dissidens (Andr.) Isch., St. utilus Isch., St. aff. pseudoancistrophorus Isch., Trachytriletes aff. nigratus (Lub.) Isch., Leiotriletes nigratus Isch., L. aff. platirugosus (Waltz.) Isch., Hymenozonotriletes plusculus Isch., H. velivosus Isch., H. facilis Isch., Acanthotriletes ancistrophorus (Lub.) Isch.

Візейський ярус (C_1^v). Відклади візейського ярусу в Дніпровсько-Донецькій западині займають більшу площу у порівнянні з турнейськими. Серед них переважають відклади узбережно-континентального походження, що літологічно не відрізняються від турнейських. Д. Є. Айзенверг, Н. Є. Бражнікова, А. М. Іщенко, М. П. Кожич-Зеленко і К. О. Новик (1953) поділяють цей ярус на дві частини. *Нижньовізейські* відклади, які порівнюються з верствами світ C_1^va—C_1^ve Донецького басейну, мають різний склад. У районі с. Михайлівки по р. Орелі палеонтологічно охарактеризовані нижньовізейські відклади виявлені переверствованням детритусових вапняків з глинисто-карбонатними сланцями й пісковиками. У карбонатних породах виявлені пропластки, звуглені рештки рослин, а на пісковиках вуглисті примазки. У глинистих породах і дрібнозернистих вапняках тріщини виповнені бітумінозною речовиною. М. П. Кожич-Зеленко відзначає, що ця товща сильно піритизована, збагачена вторинним кварцом. З рудних мінералів у ній, крім піриту, виявлені ільменіт, лейкоксен, гідрогетит тощо. В доломітизованих вапняках на глибині 1095—1098 *м* в районі Ромен виявлені вкраплення піриту, марказиту, галеніту, сфалериту, халькопіриту, очевидно осадочного походження. В районі с. Калайдинців нижньовізейські відклади лежать на глибині 1735—1752 *м*; представлені вони темносірими щільними глинистими сланцями, які переверствовуються з білими і сірими різнозернистими кварцовими пісковиками. Загальна потужність товщі в цьому районі досягає 1488 *м*. В інших районах западини нижньовізейські відклади представлені пісковиками, сірими, слюдистими, дрібнозернистими, з проверстками глинистого сланцю й вапняку.

З відкладів нижньовізейського віку значну кількість решток форамініфер визначила Н. Є. Бражнікова; викопні спори опрацював А. М. Іщенко, а рештки рослин — К. О. Новик. За їх даними, для нижньовізейських відкладів зон C_1^va—C_1^ve характерні такі представники: форамініфери — Calcisphaera sp., Parathurammina sp., Hyperammina vulgaris Raus. et Reitl., Hyperammina sp., Ammodiscus sp., Tuberitina sp., Palaeonubecularia (?) sp., Brunsia pulchra Mikh., Br. spirillinoides Grozd. et Gleb., Lituotubella sp. (?), Quasiendothyra sp., Endothyra ex gr. bradyi Mikh., End. ex gr. globulus (Eichw.), End. ex gr. similis Raus. et Reitl., End. crassa Brady, End. cf. staffelliformis Tschern., End. ishimica Raus., Tetrataxis sp., Valvulinella sp., Archaediscus krestovnikovi Raus., Ar. ex gr. karreri Brady, Eostaffella mediocris Viss., E. aff. prisca Raus., E. ex gr. parva (Moell.), Parastaffella sp., Nodosinella sp.; спори рослин: Hymenozonotriletes intermedius (Waltz) Isch., Trematozonotriletes variabilis (Waltz) Isch. var. foveolatus Waltz, Trilobozonotriletes incistrophorus Naum; рештки рослин: Sphenopteridium sp. (стебла), Rhacopteris aff. inaequilatera (Goepp.) Kidst., Rhacopteris bipinnata Nem. (з органами спороношення, розташованими на кінці стебла), Adiantites antiquus (Ettingsh.) Stur, Adiantites Machanekii Stur, Rhodea aff. Hochstetteri Stur, Rhodea sp., Asterocalamites scrobiculatus (Schloth.) Zeill.

П. Л. Шульга згадує рештки посидономій та гоніатитів з нижньовізейських відкладів району Калайдинців.

Верхня частина візейського ярусу в Дніпровсько-Донецькій западині характеризується значним поширенням морських фацій. Вони констатовані на північному заході западини, в районі с. Коренева, в середньому Придніпров'ї, в районі Ромен, Висачок, Радченкова, Солохи, Калайдинців, Чернігова, далі в районі Путивля, Смілого тощо. Найбільш повно верхньовізейські відклади представлені в районі с. Михайлівки на Орелі. Літологічний склад їх змінний. Зверху лежать переважно сірі, іноді з зеленуватим відтінком, аргіліти, сланці, тонкозернисті пісковики, карбонатні або слюдисто-глинисті алевроліти з вуглистими частками, серед яких виявлені проверстки вапняків. Ці відклади відповідають зонам C_1^vg—h і мають потужність понад 500 *м*. Нижче переважають верстви сірих, іноді з зеленуватим відтінком, та темносірих карбонатних аргілітів, сланців, пісковиків, карбонатних або слюдисто-глинистих алевролітів з вуглистими рештками і проверстками сірих та світлосірих з буруватим відтінком вапняків. Колектив співробітників Інституту геологічних наук АН УРСР поділяє верхньовізейські відклади районів, прилеглих до окраїн Донбасу, за наявністю пропластків вугілля, на дві товщі: верхню — вугленосну, що відповідає верхній частині зони C_1^vg та нижній половині C_1^vh, і нижню — підвугленосну, що відповідає зоні C_1^vf та нижній частині зони C_1^vg. За межу між ними приймається верства вапняку, що порівнюється з вапняком B_4 на Павлоградській ділянці.

Органічні рештки як у підвугленосній, так і в вугленосній товщах зустрічаються досить часто.

Підвугленосну товщу характеризує такий склад викопних органічних решток: Hyperammina vulgaris Raus. et Reitl., Ammodiscus volgensis Raus., Nanicella parammonoides Brazhn., N. ukrainica Brazhn., Endothyra ex gr. crassa Brady, End. similis Raus. et Reitl., End. ex gr. globulus Eichw., End. omphalota Raus. et Reitl., End. obsoleta Raus., Cribrostomum sp., Climacammina sp., Monotaxis gibba (Moell.), Tetrataxis ex gr. media Viss., Valvulinella joungi Brady, Bradyina rotula Eichw., Archaediscus ex gr. karreri Brady, Ar. moelleri Raus., Ar. moelleri var. gigas Raus., Ar. ex gr. rugosus Raus., Eostaffella parva (Moell.), E. cf. irensis Viss., E. parastruvei Raus., Parastaffella struvei (Moell.), Lithostrotion ex gr. junceum Flem., Schellwienella crenistria Phill., Isogramma paeckelmanni Aig. et Her., I. ex gr. germanica Paeck., Chonetes cf. laquessianus Kon., Ch. (Paeckelmannia) sp., Ch. cf. waldenburgianus Paeck., Productus (Buxtonia) cf. scabriculus Mart., Pr. (Echinoconchus) elegans M'Coy, Pr. (Overtonia) fimbriamus Sow., Pr. (Linoproductus) ex gr. corrugatus M'Coy., Pr. (Linoproductus) cf. undatus Defr., Pr. (Gigantella) giganteus Mart. var. typica Sar., Pr. (Gigantella) ex gr. giganteus Mart., Pr. (Gigantella) ex gr. gigantoides Paeck., Pr. (Gigantella) cf. latissimus Sow., Pr. (Gigantella) cf. semiplanus Schw., Pr. (Marginifera) cf. longispinus Sow., Pr. (Marginifera) ex gr. setosus Phill., Spirifer cf. trigonalis Mart., Sp. cf. pellaensis Well., Spiriferina octoplicata Sow., Reticularia cf. lineata Mart., Athyris cf. ambigua Sow

У складі підвугленосної товщі переважають глинисто-карбонатні породи і, відповідно, рештки морських організмів. Континентальні відклади тут мають підпорядковане значення.

У верхній частині візейського ярусу, або у вугленосній товщі окраїн Донбасу, органічні рештки зустрічаються також часто. За даними колективу працівників Інституту геологічних наук АН УРСР, тут зустрічаються: Hyperammina vulgaris Raus. et Reitl., Ammodiscus glomospiroides Brazhn., Endothyra ex gr. bradyi Mikh., End. crassa var. sphaerica Raus. et Reitl., Climacammina sp., Stacheia pupoides Brady, Archaediscus ex gr. rugosus Raus., Ar. ex gr. baschkiricus Krest. et Theod., Eostaffella parastruvei Raus., E. parva var. schamordini Raus., E. mosquensis var. acuta Raus., E. pseudostruvei (Raus. et Belj.), E. prisca var. ovoides Raus., Parastaffella sp., Orbiculoidea nitida Phill., Schizophoria resupinata Mart., Schellwienella crenistria Phill., Isogramma pachti Dittmar, Chonetes cf. laguessianus Kon., Ch. (Paeckelmannia) sp., Productus (Buxtonia) sp., Pr. (Echinoconchus) cf. punctatus Mart., Pr. (Echinoconchus) cf. elegans M'Coy, Pr. (Linoproductus) cf. undatus Defr., Pr. (Gigantella) ex gr. giganteiformis Liss., Pr. (Gigantella) latissimus Sow., Pr. (Gigantella) sp., Pr. (Productus) sp., Pr. (Antiquatonia) sp., Pr. (Marginifera) ex gr. longispinus Sow., Pr. (Marginifera) ex gr. setosus Phill., Camarotoechia ex gr. pleurodon Phill., C. ex gr. trisulcosa Kon., Spirifer ex gr. trigonalis Mart., Spiriferina octoplicata Sow., Athyris cf. ambigua Sow.

Серед решток рослин визначено: Sphenophyllum tenerrimum (Ettingsh.) Stur, Asterocalamites scrobiculatus (Schloth.) Zeill., Lepidodendron volkmannianum Sternb., Lepidodendron veltheimii Sternb., Lyginopteris fragilis (Schloth.) Patt., Stigmaria stellata Goepp., Cardiopteris polymorpha Goepp.

Органічні рештки з верхньої частини відкладів візейського ярусу зон $C_1^v f — C_1^v h$ Дніпровсько-Донецької западини мають дещо інший склад. Серед них визначені: Brunsia sp., Forschia sp., Lituotubella sp., Nanicella sp., Valvulinella sp., Endothyra ex gr. crassa Brady, End. ex gr. omphalota Raus. et Reitl., End. aff. spirilliniformis Brazhn. et Pot., Climacammina prisca Lip., Monotaxis gibba (Moell.), Archaediscus moelleri Raus., Ar. aff. paraovoides Brazhn., Ar. ex gr. krestovnikovi Raus., Ar. karreri Brady. Eostaffella pseudostruvei (Raus. et Belj.), E. parva var. schamordini Raus., E. aff. parastruvei Raus., E. aff. varvariensis Brazhn. et Pot., E. parva (Moell.), E. aff. mediocris Viss., Schelwienella cf. crenistria Phill., Schizophoria resupinata Mart., Chonetes cf. dalmaniannus Kon., Ch. cf. laguessianus Kon., Productus (Echinoconchus) cf. elegans M'Coy, Pr. (Linoproductus) ex gr. corrugatus M'Coy, Pr. (Marginifera) ex gr. longispinus Sow., Pr. (Marginifera) cf. setosus Phill., Pr. (Overtonia) ex gr. fimbriatus Sow., Pr. (Thomasina) cf. margaritaceus Phill., Camarothoechia ex gr. pleurodon Phill., Spirifer ex gr. groberi Schw., Sp. ex gr. trigonalis Mart., Athyris cf. ambigua Sow., Cypricardella concentrica Hind, Anthraconeilo laevirostris (Portl.), Anthr. aff. undulata (Phill.), Sanguinolites cf. immaturus Herr, Limatulina cf. linguata Kon., Grammatodon cf. tenuistriatus (M'Coy), Edmondia cf. lidiae Tschern., Leda petri Tschern., Nuculavus luciniformis (Phill.), Aviculopecten cf. interstitialis (Phill.), Parallelodon cf. semicostatus M'Coy., Sanguinolites aff. abdonensis Ether.

Відклади верхньої частини візейського ярусу мають велике поширення. Вони трансгресивно перекривають давніші верстви і відповідають часу найбільшого поширення моря в кам'яновугільному періоді.

Намюрський ярус (C_1^n). Відклади намюрського ярусу, так само як і візейського, в Дніпровсько-Донецькій западині дуже поширені. Вони виявлені в її осьовій частині в районі Ромен, Висачок, Радченкова, Калайдинців, в районі Чернігова, на північно-східній окраїні западини—в Путивльському районі і Смілому, на південно-західній окраїні — по р. Орелі, в районі Маячки тощо. В північно-західній частині Дніпровсько-Донецької западини відкладів намюру немає.

Літологічний склад цього ярусу характеризують верстви сірих і темносірих глинистих та карбонатних сланців, переверствованих з сірими слюдисто-глинистими алевролітами, вапняком і карбонатно-глинистим пісковиком. Проверстки вапняку представлені органогенно-уламковими або бітумінозними відмінами. Вапняк часто доломітизований. У верхній частині намюрського ярусу залягають строкатоколірні аргіліти, переверствовані з рожевобілими вапняками. Потужність намюрського ярусу визначають у 100—180 *м*.

За палеонтологічними даними в межах намюрського ярусу виділяють нижню частину, що відповідає верхам світи C_1^3 і нижній частині C_1^4. Верхню частину цього ярусу складають відклади, що їх порівнюють з верхньою частиною світи C_1^5. Склад органічних решток в останній подібний до складу їх у світі C_2^1.

Органічні рештки з відкладів намюрського ярусу опрацювали: форамініфери — Н. Є. Бражнікова, брахіоподи та пелециподи—Д. Є. Айзенверг і П. Л. Шульга; велику кількість спор описав А. М. Іщенко. Характерні для ярусу такі скам'янілості: Hyperammina cf. vulgaris Raus. et Reitl., Haplophragmella aff. minima Brazhn., Nanicella sp., Endothyra ex gr. bradyi Mikh., End. ex gr. crassa Brady, Ammodiscus compactus Brazhn. et Pot., Archaediscus baschkiricus Krest. et Theod., Ar. krestovnikovi Raus., Eostaffella ex gr. varvariensis Brazhn. et Pot., E. ex gr. paraprotvae Raus., E. ex gr. pseudostruvei (Raus. et Belj.), E. mediocris Viss., E. magna Brazhn., E. compressa Brazhn., E. aff. postmosquensis Kir., Calcisphaera sp.,

Fenestella ex gr. plebeja M'Coy var. longifenestra Nikif., F. aff. donaica (Lebed.) Nikif., Orbiculoidea nitida Phill., Schellwienella ex gr. crenistria Phill., Schizophoria cf. resupinata Mart., Rhipidomella cf. michelini l'Ev., Chonetes ex gr. laguessianus Kon., Productus (Gigantella) aff. latissimus Sow., Pr. (Antiquatonia) ex gr. costatus Sow., Pr. (Antiquatonia) ex gr. gracilis Jan., Pr. (Antiquatonia) ex gr. hindi M.—W., Pr. (Antiquatonia) ex gr. serenensis Sar., Pr. (Buxtonia) cf. scabriculus Mart., Pr. (Echinoconchus) cf. punctatus Mart., Pr. (Linoproductus) aff. corrugatus M'Coy, Pr. (Marginifera) cf. minutus M.—W., Pr. (Overtonia) cf. fimbriatus Sow., Pr. (Pugilis) cf. pugilis (Phill.), Pr. (Thomasina) cf. margaritaceus Phill., Camarotoechia ex gr. pleurodon Phill., Spirifer cf. bisulcatus Sow., Sp. ex gr. parabisulcatus Sem., Spirifer sp. (ex gr. pseudobisulcatus Frks.), Sp. ex gr. trigonalis Mart., Sp. (Brachithyris) aff. sokolovi Tschern., Reticularia lineata Mart., Athyris cf. ambigua Sow., Ath. ex gr. subtilita Hall., Cypricardella rectangularis (M'Coy), Cypricardella concentrica Hind, Anthraconeilo laevirostris (Portl.), Aviculopecten cf. interstitialis (Phill.), Edmondia symmetrica Girty, Grammatodon tenuistriatus (M'Coy), Parallelodon sp. (aff. P. geinitzi Kon.), Sedgwickia attenuata (M'Coy), S. scotica Hind.

Нижня частина відкладів намюрського ярусу нагромаджувалась в умовах трансгресії моря. Її порівнюють з відкладами світ C_1^3 і C_1^4 в Донбасі. Верстви, які відповідали б низам світ C_1^5, в межах Дніпровсько-Донецької западини не виявлені. Верхня частина світи C_1^5 у цій западині палеонтологічно пов'язана з середнім карбоном.

Середній карбон. Башкирський ярус (C_2^b). Середньокам'яновугільні відклади, так само як і нижньокам'яновугільні, в Дніпровсько-Донецькій западині залягають на великій площі. Вони виявлені свердловинами в районі Чернігова, Ромен, Висачок, Радченкова, Калайдинців, Ромодану; на північно-східній окраїні западини — в районі Смілого і на південно-західній — в басейні р. Орелі.

Літологічний склад відкладів середнього карбону досить одноманітний. Переважають верстви світлосірих і блакитносірих глинистих сланців, переверствованих з глиною, крихкими пісковиками, вапняками а також з пропластками вугілля.

За даними Айзенберга, Бражнікової, Іщенка, Кожич-Зеленко і Новик (1953), відклади середнього карбону западини розчленовуються на башкирський і московський яруси.

Башкирський ярус відповідає верствам світ C_2^1—C_2^4, поширеним на Донецькому кряжі. Відклади його виявлені як в осьовій частині западини, так і на її окраїнах. Представлений башкирський ярус товщею зеленуватосірих пісковиків, темносірих глинистих сланців, слюдисто-глинистих алевролітів, місцями з пропластками бурого вугілля різної потужності. Характерною особливістю нижньої частини башкирського ярусу вважається наявність значної кількості проверстків вапняку з рештками морських організмів. Загальна потужність башкирського ярусу 170—230 *м*. Серед керівних викопних форм характерними для нього вважаються: Ammodiscus obscurus Dain, Enodothyra bradyi Mikh., End. bradyi var. maxima Brazhn. et Pot., Archaediscus subcylindricus Brazhn. et Pot., Ar. baschkiricus Krest. et Theod., Ar. parvus Raus., Ar. angulatus Kir., Ar. krestovnikovi Raus., Novella evoluta Grozd. et Gleb., N. primitiva Raus., Eostaffella pseudostruvei var. angusta Kir., E. postmosquensis Kir., E. ex gr. varvariensis Brazhn. et Pot., E. aff. varvariensis var. umbonata Brazhn., Ozawainella eoangulata Kir., Oz. alchewskiensis Pot., Pseudostaffella antiqua (Dutker), Ps. cf. antiqua var. grandis Schlyk., Profusulinella ex gr. primitiva Sosn., Pr. rhomboides Lee et Chen., Lingula sp., Chonetes ex gr. carboniferus Keys., Productus (Buxtonia) ex gr. ivanovi Lich., Reticularia lineata Mart., Spirorbis sp., Anthraconeilo cf. vita Tschern., Leda snjatkowi Fedot., Carbonicola nucularis Hind, Car. ovalis Mart., Car. cf. angulata Ryckh. var. gigantea Tschern., Najadites quadrata Sow., N. cf. excavata Tschern.

За органічними рештками можливо виділити *нижню* і *верхню* частини башкирського ярусу, яким властиві кожній свої групи викопних форамініфер.

Московський ярус (C_2^{ms}). Відклади середнього відділу кам'яновугільної системи, які віднесено до московського ярусу, відповідають світам C_2^5 — C_2^7 карбону Донецького кряжа. Вони виявлені в осьовій частині Дніпровсько-Донецької западини і відомі в її північно-західних районах.

Загальна потужність відкладів московського ярусу досягає 350 *м*. Літологічний склад його дуже змінний. У нижній частині переважають верстви сірих, різних відтінків, глинистих сланців, глин, переверстованих з піском, крихким пісковиком, вапняками й вугіллям. Верхню частину ярусу складає товща строкатоколірних алевролітів, пісковиків, аргілітів, в яких подекуди зустрічаються проверстки вапняку.

За даними М. П. Кожич-Зеленко, в складі верств московського ярусу наявні гранат та інші стійкі мінерали. У великій кількості поширені у відкладах цього ярусу магнетит, рідше — гідрогетит та пірит, іноді барит. З карбонатів поширені кальцит, доломіт, сидерит і анкерит. У невеликій кількості зустрічаються турмалін, рогова обманка, апатит, корунд, хлоритоїд, сфен тощо. У легкій фракції Кожич-Зеленко визначила кварц, велику кількість польових шпатів, глинисті мінерали, слюду, уламки інших порід, вторинний кварц, частки вугілля. Глинисті мінерали з строкатоколірних порід представлені бейделітом. За визначенням колективу співробітників Інституту геологічних наук, для московського ярусу западини характерні такі скам'янілості: Hyperammina sp., Ammodiscus aff. incertus d'Orb., Amm. magnus Dain, Ammovertella ex gr. latimerensis Gall. et Harlt., Glomospira ex gr. duplex Cushm. et Wat., Climacammina sp., Bradyina sp., Schubertella ex gr. obscura Lee et Chen., Fusiella cf. typica Lee et Chen, Pseudostaffella sphaeroidea Ehrenb. em. Moell., Ps. parasphaeroidea Lee et Chen., Ps. confusa Lee et Chen., Ozawainella angulata Colani, Fusulinella ex gr. bocki Moell., F. ex gr. pseudobocki Lee et Chen, Hemifusulina elliptica (Lee), Fusulina ex gr. cylindrica Fisch., Phestia inflatiformis Tschern., Ph. illinskiensis Tschern., Aviculopecten verbecki Flieg., Myalina aff. sublamellosa Ethen., Estheria simoni Pruv., Neuropteris gigantea Sternb., Neur. heterophylla Brongn., Sphenopteris aff. bella Stur.

На підставі вивчення решток мікроорганізмів Н. Є. Бражнікова вважає можливим поділити відклади московського ярусу на дві — *нижню* і *верхню* — частини.

Верхній карбон. Відклади верхнього карбону в Дніпровсько-Донецькій западині розвинені в її осьовій частині. Вони виявлені в районі Ромен, Смілого, Чернігова тощо. За даними Д. Є. Айзенберга, Н. Є. Бражнікової, А. М. Іщенка, М. П. Кожич-Зеленко і К. О. Новик (1953), верхньокам'яновугільна товща представлена строкатоколірними породами, в складі яких відомі червоні і сургучно-червоні глини з голубими плямами, переверствовані з голубими, фіолетовими і жовтими, сірими та зеленими глинами, проверстками крихких пісковиків і доломітизованих вапняків. Крім цього, були виявлені проверстки конгломерату і вугілля. Загальна потужність верхнього карбону досягає 115—350 *м*.

Органічні рештки у строкатоколірних відкладах пізнькам'яновугільного віку зустрічаються в кількості, яка недостатня для обгрунтування поділу їх на окремі яруси. Серед скам'янілостей Н. Є. Бражнікова і Л. Г. Дайн згадують черепашки Hyperammina sp., Ammodiscus sp., Ammovertella sp., Tolypammina sp., Glomospira sp. А. М. Іщенко виявив у верхньокам'яновугільних відкладах рештки спор рослин.

Відкладання осадків у Дніпровсько-Донецькій западині в кам'яновугільному періоді відбувалося в складних, змінних умовах. На початку, в турнейському віці, на території Великого Донбасу сталася трансгресія моря, значніша за девонську, що була перед тим. Море затопило південно-східну частину Українського кристалічного щита. В межах Донецького кряжа тоді відкладалися товщі вапняку. Близькість берега у фаціальному складі осадків турнейського віку на південно-західній окраїні Донбасу не відчувається. На захід від Донецького кряжа турнейське море поширювалось до Дніпра. Там карбонатні відклади, як вважає Д. Є. Айзенберг (1951), залягають безпосередньо на кристалічному фундаменті.

У Дніпровсько-Донецькій западині, на північний захід від долини р. Орелі в складі турнейського ярусу переважають теригенні відклади. У ранньовізейський час (світи $C_1^v a - C_1^v e$) у Донецькому басейні і прилеглих до нього з півночі районах було море. Воно простягалося в межі Дніпровсько-Донецької западини і перекривало південно-східні схили Українського кристалічного щита. Починаючи з відкладання світи $C_1^v e$ спостерігається деяке обміління моря. Карбонатні відклади ранньовізейського віку виявлені в районі Павлоград — Новомосковськ — Михайлівка. На захід від долини Орелі поширені лагунно-континентальні теригенні відклади.

Нова трансгресія моря в кам'яновугільному періоді почалася у пізньовізейський час. Вона поширилась на велику частину Європейської території СРСР. Море займало Підмосковну синеклізу, середнє Поволжя, Урал, Воронезьку і Курську області, Кавказ, Донбас, Дніпровсько-Донецьку западину, південну Білорусію і через Полісся широко з'єднувалося з морем у західній Європі. Трансгресія почалася в час утворення світи $C_1^v f$, а при утворенні $C_1^v g$ море в Донбасі вже міліло. В складі осадків замість вапняків почали переважати верстви глинисто-піщаного матеріалу.

Поширення відкладів намюрського ярусу, в порівнянні з візейським, значно зменшилося. Море в ранньонамюрський час виповнювало лише осьову частину Дніпровсько-Донецької западини і поширювалось на Воронезький кристалічний масив. У ранньонамюрський час море на западину не поширювалось. Підняття під кінець раннього карбону перервали зв'язок морських басейнів Дніпровсько-Донецької западини і Галицько-Волинської синеклізи, що з того часу вже існували нарізно.

У першу половину башкирського віку в межах западини і Донецького кряжа знову сталася обширна трансгресія моря. По осьовій частині западини море поширювалось до її північно-західних районів. В окраїнних її зонах ранньобашкирський наступ моря знищив верстви давніших порід, місцями до кристалічного докембрійського фундаменту. Починаючи з другої половини башкирського віку площа відкладання морських кам'яновугільних відкладів неухильно зменшувалася. Підняття поширювались на всю область западини і проявлялися там до початку юрського періоду.

Палеогеографічні умови в кам'яновугільному періоді були особливо сприятливі для утворення корисних копалин. Різні родовища їх зосереджені в периферійній частині поширення кам'яновугільних відкладів і особливо в районах прилягання карбонатних фацій до схилів кристалічних бортів западини. Важливу розшукову ознаку становлять також поверхні незгідності як в межах кам'яновугільної системи, так і в її підошві та покрівлі.

Пермська система

Відклади пермської системи в Дніпровсько-Донецькій западині та в прилеглих районах Донецького кряжа мають значне поширення. Вони представлені потужною товщею строкатоколірних відкладів, що незгідно залягає на карбоні, світах C_1, C_2, C_3, і вкривається верствами тріасового віку. Строкатоколірна товща западини представлена лагунно-морськими відкладами — в нижній, і континентальними — у верхній своїй частині. Їх склад вивчали П. Я. Армашевський, Б. Л. Лічков, Л. Лунгерсгаузен, В. Г. Бондарчук, М. П. Кожич-Зеленко, В. К. Гавриш.

Докладну характеристику пермських відкладів і їх стратиграфічний поділ опрацювала Т. Ю. Лапчик (1954). За її даними, в Дніпровсько-Донецькій западині виділяються нижня і верхня перм.

У нижній частині пермської строкатоколірної товщі виділяються світи: *чернігівська*, глинисто-вапняково-ангідритова, яка відповідає гіпсо-доломітовій світі Донбасу, і *пересазька*, або глинисто-піщано-алевролітова, що відповідає соленосній світі. Аналогів товщі мідистих пісковиків у складі нижніх горизонтів пермської системи западини не виявлено. Верхньопермські відклади у Дніпровсько-Донецькій западині виділяються під назвою *шебелинської* і *коренівської* (піщано-глинистої та піщано-конгломератової) світ.

Чернігівська, глинисто-вапняково-ангідритова, світа — нижня частина відкладів пермської системи — вперше була виявлена в районі Чернігова на значній глибині.

За визначенням Т. Ю. Лапчик, для чернігівської світи характерне переверствування глин, вапняків, доломітів, ангідритів, пісковиків і алевролітів. У нижній частині її переважають глини. У верхній частині глини залягають проверстками серед пісковиків та алевролітів. Нижні верстви забарвлені в оранжовочервоний або рожевий колір, щільні, жирні, карбонатні. Вище вони цегляно-червоного кольору, щільні, піщані, слюдисті, карбонатні і іноді переходять в алевроліт. У підошві світи лежить триметрова товща пісковика з проверстками конгломерату. Її підстелюють піщано-глинисті відклади низів верхнього карбону. Особливістю мінерального складу кластогенних порід чернігівської світи, за даними Лапчик, у порівнянні з підстелюючими породами верхнього карбону, є майже повна відсутність у них корунду, який звичайно зустрічається в породах карбону Дніпровсько-Донецької западини, а також порівняно більша кількість гранату (6—12 проти 0—10% у верхньокарбонових відкладах) і зменшення кількості польового шпату (9—12 проти 20—40% в породах C_3).

У складі нижньої частини нижньої пермі Чернігівського району виявлено п'ять проверстків вапняку потужністю від 0,8 до 2,4 *м*, чотири проверстки ангідриту, потужністю від 0,15 до 0,6 *м*, та шість проверстків доломіту від 0,05 до 1,0 *м*, що залягають серед верств пісковика й глини. Вапняки й доломіти мають світле, іноді строкатоколірне, забарвлення. Вони піщанисті і, за даними Лапчик, у нерозчинному залишку включають мінерали гідрогетит, лейкоксен, котрі становлять близько 50% фракції; коло 18—20% її становить гранат. Зустрічаються також ставроліт, целестин. У легкій фракції нерозчинного залишку глинисті мінерали становлять 6, польовий шпат — до 20, а кварц — близько 70%.

Серед органічних решток, виявлених у вапняках чернігівської світи, відомі черепашки дрібних гастропод, уламки черепашок остракод та фо-

рамініфер. За визначенням Н. Є. Бражнікової, це рештки Tuberitina aff. maljavkini M i k h. var. grandis R e i t l., Tuberitina sp., Ammovertella sp., Globivalvulina sp., Gl. permiana (T s c h e r d.), Palaeonubecularia sp., Nodosaria aff. shikanica L i p., Geinitzina pseudoovoides L i p.

Відклади чернігівської світи, за даними Лапчик, виявлено також в районі Глинська та, ймовірно, в районі Домановичів.

Пересазька, глинисто-піщано-алевролітова, світа. Відклади пересазької світи найповніше виявлені в районі сс. Пересажа, Домановичів і м. Глинська.

Ця світа, як це повідомляє Т. Ю. Лапчик (1954), являє собою чергування потужних пластів алевролітів, глин та пісковиків. Всі вони строкато забарвлені в цегляно-червоні, голубуватосірі тони, у вигляді плям з неправильним чергуванням. Максимальна потужність цієї світи спостерігається в районі Чернігова (58 *м*) та в Глинську (до 100 *м*?).

За твердженням Лапчик, верстви пересазької світи відкладалися в умовах річкової дельти або опрісненої морської затоки. Про змішування морських і річкових вод під час їх утворення свідчить наявність бариту.

Шебелинська світа складена верствами пісковиків, що переверствовуються з глинами. Відклади цієї світи виявлені в районі Шебелинки, Глинська, Борисполя тощо. Потужність їх досягає 100—300 *м*.

Коренівська, піщано-конгломератова, світа. Верхню частину палеозою Дніпровсько-Донецької западини складають строкато забарвлені верстви пісків, пісковиків, рідше оолітових вапняків та конгломератів, загальною потужністю 100—200 *м*. У цих верствах з району Домановичів виявлені рештки листоногих, серед яких, за даними Т. Ю. Лапчик, Н. І. Новожилов визначив: Asmussia toricata (N o v o j i l o v), Erisopsis belmontensis (M i t c h e l l), Er. urjumensis (M i t c h e l l), Er. belorussica (N o v o j i l o v), Er. linguiformis M i t c h e l l, Trigonestheria acutangula (L u t k e v i c h), Tr. angulata (L u t k e v i c h), Sphaerestheria belorussica N o v o j i l o v, Pseudoestheria longa N o v o j i l o v, Ps. norduikensis (N o v o j i l o v). За висновком Н. І. Новожилова, склад викопних листоногих характерний для верхніх частин татарського ярусу.

За літологічним складом Т. Ю. Лапчик поділяє відклади коренівської світи на такі чотири горизонти, зверху вниз: 1) вапняково-оолітовий з рештками естерій, потужністю від 0 до 50 *м*, 2) піщаний, потужністю 20—55 *м*, 3) піщано-карбонатно-оолітовий —20—60 *м* і 4) піщано-конгломератовий — 40—60 *м*. Цей літологічний склад, на думку Лапчик, зумовлений коливальними рухами та змінами клімату у пізній пермі, коли ці верстви відкладалися. Цими факторами пояснюються як незгідне залягання верхньопермських відкладів на нижньопермських, так і незгідне налягання відкладів тріасу на пермські, коли переважні до того підняття змінили низхідні рухи.

МЕЗОЗОЙСЬКА ГРУПА

Тріасова система

Мезозойські відклади в Дніпровсько-Донецькій западині дуже поширені. Вони виявлені не тільки в межах її осьової частини, але й на окраїнах. У складі мезозою западини виявлені всі три його системи — тріасова, юрська й крейдова.

Відклади тріасової системи, як і пермські, представлені верствами строкатоколірних порід. Їх підстелюють верстви коренівської світи. В покрівлі тріасових відкладів лежать юрські; між ними виявлена перерва.

Тріасові відклади Дніпровсько-Донецької западини вивчали К. О. Новик і Л. Я. Сайдаковський, М. П. Кожич-Зеленко, Є. М. Люткевич та Й. Ю. Лапкін, Т. Ю. Лапчик, В. К. Гавриш та ін. В результаті детального вивчення органічних решток та літологічного складу цих відкладів встановлено їх нижньотріасовий вік. За даними В. К. Гавриша (1955), в межах нижнього тріасу виділяються дві світи: нижня—піщано-вапняково-глиниста, і верхня — глинисто-піщана. Т. Ю. Лапчик (1955) поділяє нижній тріас Дніпровсько-Донецької западини на світи *радченківську*, з товщами піщано-карбонатною і глинистою червоноколірною, і *миргородську* — в складі піщаної та глинистої товщ.

Нижній тріас. Радченківська світа (T_1^1). Нижня частина нижньотріасових відкладів має потужність від 30 до 80 *м*. Нижні верстви радченківської світи виділяють під назвою *піщано-карбонатної товщі*. Її складають піски і грубозернисті пісковики з включеннями й проверстками гальки. В районі нижньої Орелі в низу піщано-вапняково-глинистої товщі залягає проверсток конгломерату з гальки кременю і вивержених порід. Серед верств піщано-глинистих порід залягають проверстки слабо доломітизованих вапняків світлосірого або рожевого кольору, озерного типу.

Верхні горизонти радченківської світи Т. Ю. Лапчик описала під назвою *глинистої червоноколірної товщі*. Остання складена червоноколірними відкладами, переважно верствами щільних глин цегляно-червоного, жовтобурого і голубого кольорів, часом карбонатними. В глинах часто зустрічаються проверстки пісків і пісковиків, переважно сірого кольору. Вапняк залягає у вигляді конкрецій та стяжінь. У нижніх частинах товщі карбонатні стяжіння більшого розміру іноді утворюють скупчення. З органічних решток у глинах Лапчик згадує оогонії харових водоростей і черепашки остракод.

Миргородська світа (T_1^2). Верхня частина нижньотріасових відкладів у Дніпровсько-Донецькій западині має значну потужність в її осьовій частині. В районі Домановичів потужність миргородської світи досягає 190 *м*.

Т. Ю. Лапчик (1955) виділяє в складі миргородської світи внизу *піщану*, а вище — *глинисту товщі*. В складі світи переважають верстви строкатоколірних — голубих, фіолетових, вохристо-бурих, цегляно-червоних глин, з проверстками сірих, зеленуватосірих пісків і пісковиків, часом з кварцовою галькою. У глинах трапляються вапнякові конкреції. Як свідчить В. К. Гавриш, у відкладах тріасу з Чернігівського та Домановицького районів К. О. Новик, Г. Ф. Шнейдер і Л. Я. Сайдаковський виявили рештки остракод та водоростей Darvinula fragilis S c h n., Cytherissa sp., Chara donetziana S a i d. Є. М. Люткевич та Й. Ю. Лапкін відзначають у нижньотріасових відкладах північно-західної частини Дніпровсько-Донецької западини наявність решток Estheria gutta L u t k., Cornia ex gr. papilaria L u t k., а також луски нижньотріасової риби.

Юрська система

Відклади юрської системи в Дніпровсько-Донецькій западині виявлені в численних свердловинах на всій її території. У відслоненнях юрські відклади відомі на південно-західних окраїнах западини, на Канівщині і на північно-західних окраїнах Донецького кряжа.

Наверствування, склад і поширення юрських відкладів змінні. Дослідження їх провадило багато геологів. Найновіші зведення дав колектив співробітників Інституту геологічних наук АН УРСР—І. М. Ямниченко, О. К. Каптаренко-Черноусова, Т. О. Ткаченко, Ф. А. Стані-

Таблиця 21

Схема стратиграфічного поділу юрських відкладів Дніпровсько-Донецької западини
(за даними І. М. Ямниченка, О. К. Каптаренко-Черноусової, Т. О. Ткаченко, Ф. А. Station Станіславського)

Відділ	Ярус	Під'ярус		Порода	Фауна та мікрофауна або рослинні решітки
Верхній	Кімериджський	Верхній	$J_3^{km_2}$	Глини червонокоричньові й сірі; подекуди каолінисті пісковики	Nerinella ursiciensis var. minima (G u r.), Nerinea aff. pyramidalis G o l d f., Spirillina kübleri M j a t l., Turrispirillina amoena D a i n.
		Нижній	$J_3^{km_1}$		
	Оксфордський	Верхній	$J_3^{oxf_3}$	Глини зеленувато-сірі мергелисті, з проверстками пісковика та вапняку	Cardioceras alternans B u c h., C. bauchini O p p., Cristellaria russiensis M j a t l., Cr. attenuata K. et Z w., Cr. aff. münsteri R o e m.
		Середній	$J_3^{oxf_2}$		Perisphinctes plicatilis S o w., Turbo cf. buvignieri d' O r b., Spirophthalmidium milioliniforme P a a l z., Sp. stuifense P a a l z.
		Нижній	$J_3^{oxf_1}$		Cardioceras cordatum S o w., C. cf. nikitinianum L a h u s., Spirophthalmidium carinatum K. et Z w., Epistomina uhligi M j a t l.
	Келовейський	Верхній	$J_3^{cl_3}$	Глини зеленувато-сірі, пісковики мергелисті, глинисті, глауконітові	Quenstedticeras lamberti S o w., Q. henrici D o u v., Cristellaria simplex K. et Z w., Cr. subgaleata W i s n., Epistomina elschankaensis M j a t l.
		Середній	$J_3^{cl_2}$		Erymnoceras coronatum (B r u g.), Cristellaria uralica M j a t l., Cr. pseudocrassa M j a t l., Epistomina mosquensis U h l i g, Cosmoceras jason R e i n. var. ukrainica K a p t.
		Нижній	$J_3^{cl_1}$		Kepplerites gowerianus (S o w.), Cadoceras elatmae N i k i t. Spirophthalmidium areniforme B y k., Sp. kanevi K a p t., Epistomina calloviensis K a p t.
Середній	Батський	Верхній	$J_2^{bt_2}$	Глини світлосірі з проверстками алевритів; нижче — туфогенні пісковики	Cladophlebis denticulata (B r o n g n.), Goniopteris hymenophylloides B r o n g n., Taeniopteris vittata B r o n g n., Nilssonia orientalis H e e r, Ginkgo digitata (B r o n g n.)
		Нижній	$J_2^{bt_1}$	Глини сірі й синьо-сірі з проверстками сидериту	Pseudocosmoceras masarovici M o u r a c h., Pseudocosmoceras michalskii B o r i s s. } Ammodiscus baticus D a i n, Cristellaria mironovi D a i n

Відділ	Ярус	Під'ярус		Порода	Фауна та мікрофауна або рослинні решітки
Середній	Байоський	Верхній	$J_2^{bs_2}$	Глини сірі й синьо-сірі з проверстками сидериту	Parkinsonia doneziana B o r i s s., Garantia garanti d 'O r b. } Cristellaria varians B o r n., Lamarckella costifera (T e r q.), Lamarckella media K a p t., Garantella rudia K a p t.
		Нижній	$J_2^{bs_1}$	Глини сірі й синьо-сірі; піски, пісковики з проверстками глин	Stephanoceras humphriesianum S o w., Witchellia kamenka B o r i s s. } Lamarckella media K a p t., L. perlucens K a p t.
	Ааленський	Верхній	$J_2^{aal_2}$	Глини сірі й синьо-сірі з проверстками сидериту	Ludwigia murchisonae S o w. } Cristellaria minuta B o r n., Cr. subalata R e u s s., Praelamarckina humilis K a p t.
		Нижній	$J_2^{aal_1}$	Глини сірі й синьо-сірі з проверстками у верхній частині вапняків, у нижній — зелених шамозитових пісковиків і сидериту	Leioceras opalinum R e i n.
	Тоарський	Верхній Середній Нижній	J_1^{tr}	Глини сірі з проверстками сидериту, вгорі переверствовуються з пісковиками, алевролітами, вапняками і сидеритом внизу	Tornatella torulosa Q u e n s t., T. opalinum Q u e n s t., Proteonina difflugiformis (B r a d y), P. ampullacea (B r a d y), Ammodiscus varians K a p t., Trochammina squamatiformis K a p t.
Нижній	Домерський, готтангський, ретський		J_1	Глини сірі каолінисті й вуглисті з проверстками пісковиків і вугілля вверху; пісковики і глини каолінисті сірі й світлосірі, проверстки чорні вуглисті	Neocalamites sp., Podozamites angustifolius E i c h w., Rhopalostachys sp.

славський (див. табл. 21). За площею поширення юрських відкладів у Дніпровсько-Донецькій западині виділяються два основні райони: південно-східний, який становить безперервне продовження окраїн Донбасу, і відмінний від нього, значно більший, північно-західний. У південно-східному районі континентальна внизу нижня юра доверху (тоарський ярус) заміщається морською фацією; останньою ж фацією представлені і середньоюрські відклади; верхньої юри здебільшого немає. У північно-західному районі найкраще розвинена морська верхня юра; підстелюючі її давніші відклади переважно континентальні.

Нижня юра. Тоарський ярус. Нижньоюрські відклади в Дніпровсько-Донецькій западині, як і підстелюючі їх тріасові, виявлені верствами порід континентального походження. В їх складі переважають піски вуглисті, піски та глини. У верхній частині тоарського ярусу вони набувають ознак морського походження.

Відклади тоарського ярусу в Дніпровсько-Донецькій западині мають такий склад, як і нижчі частини розрізу юрської системи. Переважають сірі щільні, піскуваті глини з проверстками пісковиків і алевролітів. З тваринних решток в їх складі відомі черепашки молюсків і піщаних форамінiфер, визначені І. М. Ямниченком і О. К. Каптаренко-Черноусовою.

Серед молюсків зустрічаються: Tornatellaea torulosa Quenst., T. opalini Quenst., Cucollaea cf. inaequivalvis Goldf. та ін.

З форамінiфер найбільш поширені дуже деформовані черепашки з родів Ammodiscus та Haplophragmoides, зрідка інші. Серед них: Rhizammina rudis Kapt., Proteonina difflugiformis (Brady), P. ampullacea (Brady), P. micra Kapt., Saccorhia ramosa (Brady), Reophax dentaliniformis Brady, R. helvetica Haeusler, Ammodiscus varians Kapt., A. infimus Strickl., A. incertus (d'Orb.), Ammodiscus sp. Glomospira gordialis (Park. et Jon.), Ammobaculites fontinensis (Terq.), A. agglutinans (d'Orb.), A. pictonicus (Berth.), Spiroplectammina biformis (Park. et Jon.), Textularia haeusleri Kapt., Trochammina squamata (Park. et Jon.), T. squamatiformis Kapt.

Середня юра. Ааленський ярус. Середній відділ юрської системи в Дніпровсько-Донецькій западині має значну потужність і виявлений верствами різних порід. В його складі виділяються яруси ааленський, байоський та батський. Стратиграфічні межі між ними проводяться ще в значній мірі умовно.

У північно-західній частині западини в літологічному складі відкладів ааленського ярусу переважають верстви світлосірих, крихких каолінистих пісковиків з проверстками сірої каолінистої глини, континентального походження. Ближче до Донецького кряжа вони переходять у морські. Нижньоааленські відклади з Leioceras opalinum Rein. складені глинами сірими й синьосірими з проверстками вапняків у верхній частині і зелених шамозитових пісковиків та сидериту—в нижній. Верхньоааленські відклади з Ludwigia murchisonae Sow. представлені глинами сірими й синьосірими з проверстками сидериту. З форамінiфер для нижнього аалену більш характерні: Cristellaria minuta Birn., Cr. subalata Reuss та ін. Доверху кількість та склад форамінiфер біднішае, а подекуди вони й зовсім зникають.

На північно-західних окраїнах Донецького кряжа ааленський ярус складають вгорі піски світлосірого кольору, континентального походження. Їх підстелюють верстви сірих глин з проверстками залізистих пісковиків, які відповідають зоні Leioceras opalinum Rein. У цих відкладах виявлені ті ж види кристелярій, вагінулін та ін., що і в Дніпровсько-Донецькій западині.

Байоський ярус. У північно-західній частині Дніпровсько-Донецької западини байоський ярус внизу має літологічний склад, подібний до підстелюючого ааленського ярусу. У верхній частині ярусу переважають щільні сірі й темносірі глини з стяжіннями сферосидериту. З просуванням на південний схід, ближче до Донецького кряжа, серед байоських відкладів переважають верстви сірих, зеленуватих і голубих глин з проверстками пісковиків та вапняків і стяжіннями сидериту. У прибортовій частині западини в цих відкладах виявлено рештки рослин і проверстки вугілля.

Нижньобайоські відклади складені глинами сірими й синьосірими та пісками й пісковиками з проверстками глин. В них виділено дві фауністичні зони: нижня — з Witchellia kamenka Boriss. і верхня — з Stephanoceras humphriesianum Sow. Форамінiфери в них нечисленні й дрібні; найбільш характерні з них: Lamarckella media Kapt., L. perlucens Kapt. Остання не траплялась ні вище, ні нижче.

У *верхньобайоських* глинах сірих і синьосірих з проверстками сидериту намічаються так само дві фауністичні зони: нижня — з Garantia garanti d'Orb., і верхня — з Parkinsonia doneziana Boriss. З форамінiфер для нижньої зони найбільш характерні представники роду Garantella — G. rudia Kapt., G. marginata Kapt., G. floscula Kapt., G. stellata Kapt., а також Lamarckella media Kapt. Для верхньої зони найбільш характерні: Cristellaria varians Born., Lamarckella costifera (Terq.), L. epistominoides Kapt.

Батський ярус. *Нижні* горизонти батського ярусу складають верстви сірої щільної глини. В цій частині ярусу виділяють зони в Pseudocosmoceras michalskii Boriss.; серед інших скам'янілостей знаходять черепашки форамінiфер, дуже одноманітні за видовим складом, а саме: Ammodiscus baticus Dain, Cristellaria mironovi Dain, Cr. varians Born. var. volganica Dain та ін.

Верхньобатські відклади представлені туфогенними пісковиками, сірими глинами з проверстками алевритів. У них Ф. А. Станіславський виявив рослинні рештки: Cladophlebis denticulata (Brongn.) Font., Goniopteris hymenophylloides Brongn., Nilssonia orientalis Heer, Ginkgo digitata (Brongn.), Taeniopteris vittata (Brongn.).

У складі верхньої частини батського ярусу в північно-західній частині Дніпровсько-Донецької западини переважають алевроліти з проверстками глин; ближче до Донецького кряжа дуже поширені пісковики, в значній мірі туфогенні, алевроліти й глини з численними рослинними рештками.

Крім того, в пісковиках зрідка зустрічаються черепашки молюсків.

Батську флору западини вивчає Ф. А. Станіславський. За його даними, в глинах та пісковиках зустрічаються: Goniopteris hymenophylloides Brongn., Eboraeia lobifolia (Phill.) Thomas., Cladophlebis denticulata (Brongn.) Font., C. haiburnensis (L. et H.) Brongn., Klukia exilis (Phill.), Sphenopteris cf. zarecznyi (Racib.) Thomas, Sagenopteris Phillipsii (Brongn.) Presl., Taeniopteris vittata (Brongn.), Williamsonia pecten (Phill.) Thomas, Otozamites obtusus (L. et H.), O. isjumensis Thomas, O. giganteus Thomas, Ctenis falcata L. et H., Nilssonia orientalis Heer, N. Inouyei Yokogama, N. recurvata Thomas, Androstrobus sp., Podozamites lanceolatus (L. et H.), Ginkgo digitata (Brongn.), G. cf. obrutschevii Sew., Czekanowskia murrayana (L. et H.) Sew., Elatides curvifolia (Dunker), E. muensteri (Schenk.), Pytiophyllum longifolium Nath., Drepanolepis sp., Carpolithes cinctus Nath.

Верхня юра. Верхньоюрські відклади в Дніпровсько-Донецькій западині і на північно-західних окраїнах Донецького кряжа починаються верствами континентальної глини, які завершують товщу пізньобатського — ранньокеловейського віку. Цю товщу виділяють під назвою

кам'янської світи. Континентальні відклади перекриті верствами *кременецької світи,* морського походження. Відкладались вони від келовею до кімериджу включно. Закінчуються юрські відклади верствами континентального походження, так званої *заводської світи,* що в більшій своїй частині належить уже до ранньокрейдового віку.

У западині верхньоюрські відклади повсюдно залягають нижче базису ерозії. Лише в межах канівських дислокацій широко відслонені верстви келовейського ярусу.

Келовейський ярус. Відклади келовейського ярусу представлені внизу верствами континентального походження, вище — морськими відкладами. Літологічний склад континентальних відкладів різноманітний. Серед них поширені глини сірого й зеленосірого забарвлення, переверствовані з алевролітами.

Органічні рештки континентальних відкладів, що мають частково озерне й річкове походження, являють собою погано збережені черепашки уніонід та рештки рослин.

Рослинна маса часто утворює скупчення у вигляді проверстків вугілля до 30 *см* товщиною. Морська товща келовейського ярусу поділяється на три горизонти: нижній, з двома фауністичними зонами — Cadoceras elatmae та Kepplerites gowerianus, середній, з двома фауністичними зонами — Cosmoceras jason Rein. і Erymnoceras coronatum, і верхній, з Quenstedticeras lamberti Sow.

Для нижнього келовею характерні форамініфери — Spirophthalmidium areniforme Byk., Sp. kanevi Kapt., для середнього — Cristellaria uralica Mjatl., для верхнього — Cristellaria simplex K. et Zw. та ін.

Характерний для Дніпровсько-Донецької западини комплекс відкладів келовейського ярусу відслонений в Канівському дислокованому районі. Цей ярус тут виразно поділяється на три горизонти.

Верхній з них складений жовтим цементованим піском. Його підстелює світлобурий мергельний пісковик з тоненькими проверстками сірої слюдистої глини. Для цього горизонту характерні скам'янілості Pholadomya murchisoni Sow., Ph. navicularis Eichw., Cardioceras mariae d'Orb., численні перисфінктеси тощо.

Середній келовей за літологічним складом подібний до верхнього, і тут також переважають пісковики з проверстками глини. Характеризується цей відділ наявністю черепашок Cosmoceras gowerianum Sow., C. enodatum Nik., Hecticoceras sp.

До нижнього горизонту келовейських відкладів Канівщини належить товща буруватих глинистих мергелів, що донизу переходить у буруватосіру глину з фіолетовим відтінком. Для цієї частини розрізу келовею характерні скам'янілості Macrocephalites macrocephalus Schloth., Cadoceras elatmae Nik., Perisphinctes sp. та ін. У середній частині нижнього келовею трапляється проверсток, переповнений погано збереженими черепашками Pinna mitis Phill., Pecten inaequicostatus Sow., Goniomya litterate Ag., Rhynchonella sp., Terebratula sp.

У покрівлі келовейського ярусу на Канівщині залягають континентальні відклади, що, в свою чергу, перекриті верствами крейдового віку.

Оксфордський і кімериджський яруси. Верхньоюрські морські відклади, які відповідають оксфордському і кімериджському ярусам, у Дніпровсько-Донецькій западині мають одноманітний літологічний склад. Верхня частина їх, що порівнюється з кімериджським ярусом, виявлена червонобурими й коричньовими глинами з проверстками каолінистих крихких пісковиків. В їх складі іноді зустрічаються погано збережені черепашки гастропод та пелеципод. У південно-східній частині западини і на прилеглих окраїнах Донбасу у верхній частині морської товщі поширені червоні глини й алевроліти та жовті й сірі вапняки. Органічні рештки у цих відкладах зустрічаються рідко. Переважають черепашки Nerinella ursicinensis Lor., Turbo trautscholdi Nal. et Anim., Pseudonerinea fischeriana d'Orb. і форамініфери Spirillina kübleri Mjatl., Turrispirillina amoena Dain та ін. Верхньоюрські морські відклади, що належать до оксфордського ярусу, в північно-західній частині Дніпровсько-Донецької западини виявлені зеленувато- або голубуватосірою мергелистою глиною, місцями скрем'янілою. В її південно-східних районах поширені верстви глини сірої, коричньової, зеленуватосірої, місцями скрем'янілої і з проверстками пісковиків та вапняків. Ближче до Донецького кряжа в складі оксфордського ярусу переважають вапняки жовтуватосірі, оолітові, коралові, органогенно-уламкові, конгломератоподібні, піскуваті.

За палеонтологічними даними, відклади оксфордського ярусу діляться на фауністичні зони: нижню — з Cardioceras cordatum Sow. і зрідка Cardioceras cf. nikitinianum Lahus., Procerithium cf. russiensis (d'Orb.), Natica plicata Münst. та ін., з форамініфер — Spirophthalmium carinatum K. et Zw., Epistomina uhligi Mjatl., а також Ammobaculites haplophragmoides Furs. et Polj., Cristellaria brückmanni Mjatl., Cr. subcompessa Schwag. та ін.; середню — з Perisphinctes plicatilis Sow. і, крім того, Parallelodon pictum Milasch., Pecten (Aequipecten) fibrosus Sow., а з форамініфер — Spirophtalmidium milioliniforme Paalz. Sp. stuifense Paalz., Cristellaria attenuata K. et Zw., Epistomina uhligi Mjatl., Spirillina kübleri Mjatl.; верхню — з Cardioceras alternans Buch, крім того, C. bauchini Opp., Chemnitzia heddingtonensis Sow., Parallelodon pictum Milasch. та ін., а з форамініфер — Cristellaria russiensis Mjatl., Cr. attenuata K. et Zw., Cr. münsteri Roem., зрідка інших видів.

Верхньоюрські континентальні відклади. Верхні горизонти юрської системи в Дніпровсько-Донецькій западині вивчені недостатньо. Сумарна потужність їх дорівнює 60 *м*. Починається континентальна товща глинами; в середній частині лежать піски та піскуваті й вуглисті глини, закінчується вона теж глинами. Подекуди в глині є лінзи, складені з гальки кварцу, пісковика й вапняку. Викопна органіка у верхньоюрських континентальних відкладах виявлена лише рештками рослин. Останні вивчені ще зовсім недостатньо. Ф. А. Станіславський підкреслює, що під кінець юри в південній частині Дніпровсько-Донецької западини росли представники Brachyphyllum, Sphenopteris ex gr. Goeppertii Ettingsh., Cladophlebis, Otozamites та ін.

Крейдова система

Крейдові відклади в Дніпровсько-Донецькій западині особливо поширені. Вони складають північно-східне плече її структури і повсюдно відслонюються в його межах. Так само широко відслонені крейдові відклади на межі западини і північно-західних окраїн Донецького кряжа. На південно-західному борті Дніпровсько-Донецької западини крейдові відклади занурені нижче рівня ерозії і відслонені лише в районі Канівських дислокацій. В осьовій частині западини крейдові відклади занурені на значну глибину і виявлені в численних свердловинах.

Міра вивченості крейдових відкладів у западині на північно-західних окраїнах Донецького кряжа досить висока. Відомості про них нагромаджувалися протягом дуже довгого часу.

Перші відомості про відслонення крейди на східних окраїнах Дніпровсько-Донецької западини, в Курську і Бєлгороді, дав В. Ф. Зуєв у 1787 р. Пізніші дані зібрали Є. П. Ковалевський в 1827 р., Д. І. Соколов і Т. Селіванов у 1829 р., В. Г. Єрофеєв, Фішер де Вальдгейм у

27—513

1841 р., Р. Мурчісон, Вернейль і Кейзерлінг у 1845 р., В. А. Кіпріянов у 1853—1883 рр., Е. І. Ейхвальд у 1846 і 1853 рр., Е. К. Гофман у 1869 р., К. М. Феофілактов у 1869 і 1886 рр., Н. Д. Борисяк у 1867 р., Г. А. Радкевич у 1894 р., О. В. Гуров у 1887 р., П. А. Тутковський у 1887 р., К. О. Мілашевич у 1886 р., С. М. Нікітін у 1887—1888 рр., П. П. П'ятницький у 1889—1890 рр., Л. І. Лутугін в 1896 р., П. Я. Армашевський в 1903 р., П. М. Чирвінський в 1908—1913 рр., А. П. Іванов у 1914 р., Г. Ф. Мірчинк у 1914, 1933 рр. та ін.

Сучасна схема стратиграфічного поділу крейдових відкладів основана на даних праць А. Д. Архангельського, М. С. Шатського, Н. Х. Платонова, П. М. Чирвінського, Н. Т. Зонова, Ю. А. Петраковича, Б. Ф. Мефферта, С. А. Доброва, Б. М. Келлера, М. Л. Метальникова, Л. Г. Дайн, М. М. Цапенко, М. А. М'ясникової, Є. М. Малаховської, С. Д. Ромаська, О. В. Савчинської, О. А. Дубянського, Н. П. Михайлова, О. Р. Коноплінної, Г. М. Захарченка, О. К. Каптаренко-Черноусової та Г. І. Бушинського. Однак обсяг окремих стратиграфічних підрозділів, межі між ними, ув'язка меж стратиграфічних підрозділів, що установлюються за рештками викопних мікро- і макроорганізмів, потребують дальшого уточнення.

Нижня межа крейдових відкладів у Дніпровсько-Донецькій западині невиразна. Нижньокрейдові й верхньоюрські відклади представлені однорідними континентальними осадками. У верхній частині крейдові відклади центральної частини западини поступово переходять у палеогенові наверствування.

Загальна схема стратиграфічного поділу крейдових відкладів Дніпровсько-Донецької западини, за даними О. К. Каптаренко-Черноусової, О. С. Липник, М. П. Балуховського, О. В. Іваннікова, представлена в табл. 22.

Нижня крейда. Відклади нижнього відділу крейдової системи в Дніпровсько-Донецькій западині мають відносно незначне поширення. Вивчені вони також ще недостатньо.

У складі нижньокрейдових відкладів по всій обширній площі Придніпров'я переважають континентальні осадки. Вся територія западини в неокомі, апті і на початку альбу становила сушу. Лише далекі східні окраїни її являли собою узбережжя моря, яке час від часу просувалось або ж відходило за її межі. Осьова частина западини в той час була найбільш понижена і, можливо, становила обширну алювіальну рівнину, де відкладалися глини з лігнітом, червоноколірні породи та каолінисті піски. Різка зміна умов відкладання осадків нижньої крейди сталася в альбському віці, коли більшу частину Дніпровсько-Донецької западини затопило море. Таким чином, у межах нижнього відділу крейдової системи западини виділяються два комплекси відкладів: нижній— континентальний, і верхній — морський.

Нерозчленований неоком, апт, нижній альб. Нижньокрейдові континентальні відклади найбільш поширені в басейні Дінця. Нижню частину цих відкладів представляють червонобурі глини, поширені в районі Путивля, де їх описала К. О. Новик (1949). Частково до нижньої крейди належать також червонобурі глини, що залягають у верхах верхньої юри в північно-західній частині Донецького кряжа.

Більш високі горизонти нижньокрейдових відкладів, які можуть порівнюватися з готеривським, баремським, аптським ярусами, становлять лігнітові верстви, виявлені в свердловинах у Кириківці і Харкові, а також каолінові піски на Канівщині (рис. 63). Як свідчить Г. І. Бушинський, у лігнітах з харківської свердловини С. Н. Наумова визначила спори й пилок різних видів рослин аптського віку.

У темносірій щільній піскуватій слюдистій глині, яка залягає в стилівській свердловині (с. Стиле Сумської області), на охарактери-

Таблиця 22

Схема стратиграфічного поділу крейдової системи Дніпровсько-Донецької западини

Відділ		Ярус	Порода	Керівні скам'янілості	
				Фауна молюсків	Фауна форамініфер
Верхній		Датський	Міцні опокоподібні пісковики		Heterostomella aff. gigantica Subb., Gyroidina aff. caucasica Subb., Anomalina acuta Plumm.
Верхній	Верхній сенон	Маастрихтський	Крейда біла писальна та мергель крейдоподібний піщанистий	Belemnitella lanceolata Schloth., Terebratula carnea Sow.	Pseudouvigerina plummerae Cushm., Bolivina decurrens Ehrenb., Reussella minuta (Marss.), Eponides obtusus (Burr. et Holl.) Anomalina midwayensis (Plumm.)
					Heterostomella foveolata (Marss.), Bolivinoides draco (Ehrenb.), Bolivina incrassata Reuss, Stensioina stellaria (Reuss) Vass.
Верхній	Верхній сенон	Кампанський	Крейда біла писальна, піщаниста	Belemnitella mucronata Schloth., Inoceramus balticus Böhm.	Lituola aequisgranensis Beiss., Bolivinoides decoratus (Jones), Bolivina kalinini Vass., Anomalina monterelensis P. Marie, A. clementiana (d'Orb.)
Верхній	Нижній сенон	Сантонський	Вгорі крейда біла, нижче—мергель сірий	Belemnitella aff. mucronata Schloth. mut. senior Now.	Ataxophragmium orbignynaeformis Mjatl., Cibicides temirensis Vass., Anomalina stelligera P. Marie, Bulimina brevis d'Orb.
Верхній	Нижній сенон	Коньякський	Крейда біла писальна, мергель крейдоподібний	Actinocamax verus Mill. var. fragilis Arch., Belemnitella praecursor Stolley Inoceramus involutus Sow.	Spiroplectammina rosula (Ehrenb.), Heterostomella cuneata Sandb., Anomalina infrasantonica Balakhm. Bolivinita eleyi Cushm., Stensioina praeexculpta Keller, S. exculpta (Reuss), Anomalina thalmanni Brotz.
Верхній		Туронський	Крейда біла писальна і мергель крейдовий, місцями скрем'янілий, нижче—глауконітовий, піскуватий	Inoceramus involutus Sow.; в нижніх верствах In. lamarcki Park., In. labiatus Schloth.	Spiroplectammina praelonga (Reuss), Bifarina regularis Keller, Bolivinita eouvigeriniformis Keller, Anomalina berthelini Keller
Верхній		Сеноманський	Вгорі крейда біла, мергель крейдоподібний, нижче —кварцові глауконітові піски та пісковики, піщано-гезовий горизонт	Actinocamax primus Arch.	Marginulina jonesi Reuss, Gümbelitria cenomana Keller, Anomalina cenomana Brotz., Cibicides formosa Brotz.

Відділ	Ярус	Порода	Керівні скам'янілості	
			Фауна молюсків	Фауна форамініфер
Нижній	Альб верхній	Глини сірозелені, пісковики та піски	Stoliczkia dispar d'O r b., Pervinqueria inflata S o w., Lucina (Phacoides) lownesi W o o d	Lagena apiculata R e u s s, Nodosaria tetragona R e u s s, N. nana R e u s s, Cristellaria diademata B e r t h., Cr. bonomiensis B e r t h., Globigerina infracretacea G l a e s s n.
	Альб нижній — неоком нерозчленований	Строкатоколірні піщано-глинисті відклади з дуже рідкими оогоніями харових водоростей і остракодами. У підошві—глина сіра, піскувата (північна окраїна западини)	Не виявлено	Haplophragmoides nonionoides (R e u s s)
Юрська система				

зованих мікрофауною верхньоюрських відкладах О. К. Каптаренко-Черноусова виявила численні черепашки форамініфер, належних до виду Haplophragmoides nonionoides (R e u s s), здебільшого дуже деформовані. Хоча даний вид не уточнює віку вміщаючої його породи, проте орієнтовно він може бути визначений як готерив або барем.

На Канівщині нижньокрейдові відклади відслонюються в басейні Комашиного яру, де їх описували під назвою «верстви Виржиківського». Вони залягають під палеонтологічно охарактеризованими верствами альбу. Це верства близько 2 *м* товщини білого або сніжно-білого, іноді іржавого, забарвлення піску, подекуди дуже каолінистого. Значну домішку до піску становить кварцова галька діаметром до 1 *см;* рідше зустрічаються дрібні валуни, розміром близько 5 *см,* завжди заокруглені. Ці відклади є, очевидно, результатом звітрювання річкових, дельтових наносів гранітної гальки різного розміру з Українського кристалічного щита. Річка, яка відкладала ці верстви, впадала в один з басейнів, що розміщалися тоді в осьовій частині Дніпровсько-Донецької западини.

А л ь б с ь к и й я р у с. Відклади альбського ярусу більш поширені, ніж давніші яруси нижньої крейди. Вперше про їх наявність на Канівщині висловив здогад К. М. Феофілактов у 1851 р.; виявив їх А. С. Радкевич у 1894 р. Верхня межа альбських відкладів визначається повсюдно верствами сеноману. Нижня межа невиразна. На Канівщині відклади альбського ярусу представлені піском і зеленувато-сірим дрібнозернистим пісковиком.

У цих відкладах О. В. Іванніков виявив рештки Pervinqueria ex gr. inflata S o w., Lucina (Phacoides) lownesi W o o d.

О. К. Каптаренко-Черноусова наводить для альбських відкладів Канівського та Корсунського районів на Київщині рештки таких форамініфер: Lagena apiculata R e u s s, L. globosa W a l k., Nodosaria tetragona R e u s s, N. nana R e u s s, N. duplicicostata R e u s s, N. cylindracea R e u s s, Dentalina communis d'O r b., Marginulina jonesi R e u s s, M. aff. debilis B e r t h., Vaginulina parallela (R e u s s), V. truncata R e u s s, V. biochei B e r t h., V. tripleura (R e u s s), V. plana

(R e u s s), Frondicularia sp., Cristellaria gaultina B e r t h., Cr. diademata B e r t h., Cr. circumcidanea B e r t h., Cr. münsteri R o e m., Cr. bonomiensis B e r t h., Cr. cephalotes R e u s s, Tristix globuliferum (R e u s s), Lingulina rediviva B e r t h., Glandulina sp., Globulina gibba d'O r b., G. prisca R e u s s, Pleurostomella barroisi B e r t h., Gyroidina aff. nitida (R e u s s), G. kasachstanica M j a t l., Rotalia aff. unbonella R e u s s, Epistomina spinulifera (R e u s s), E. aff. carpenterii (R e u s s), Globigerina infracretacea G l a e s s n., G. globigerinellinoide

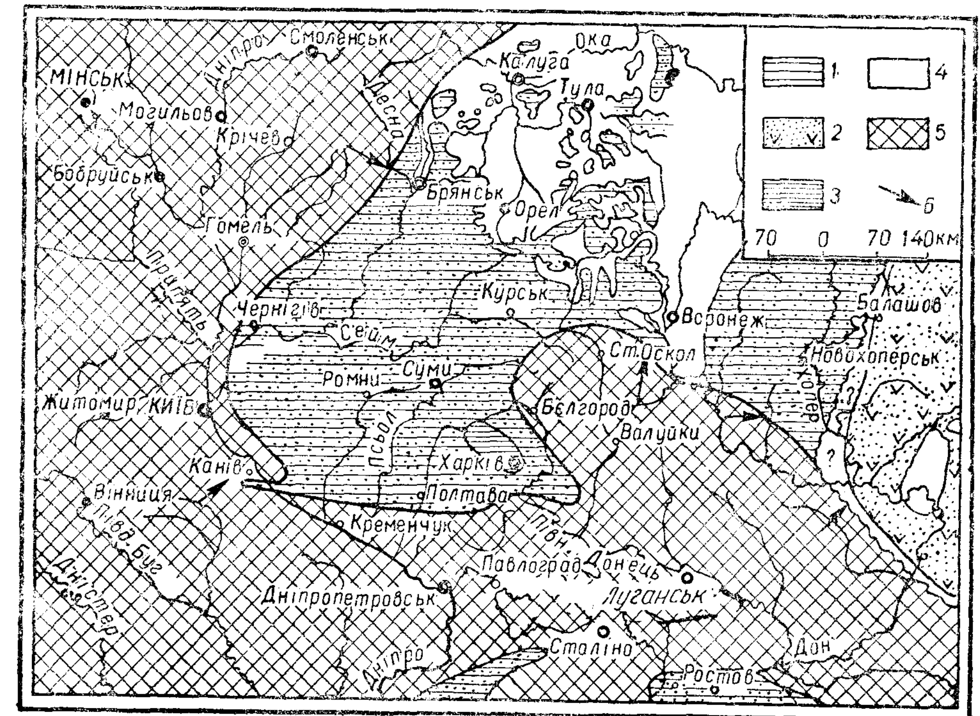


Рис. 63. Схема поширення відкладів готериву, барему і апту (за Г. І. Бушинським, 1954).

1 — прісноводні піски та глини; *2* — морські піски; *3* — глини з лігнітом; *4* — площі можливого поширення відкладів, пізніше розмитих; *5* — суша; *6* — напрямки зносу теригенного матеріалу.

S u b b., G. cretacea d'O r b., Cibicides aff. formosa B r o t z., C. aff. lobatulus (W a l k. et J a c.).

У Києві до альбського ярусу умовно відноситься підсеноманська товща карбонатних глин. Значно поширені альбські відклади вздовж північно-східної окраїни Дніпровсько-Донецької западини. Серед них виявлені білі кварцові піски з поодинокими черепашками лінгул та Exogyra haliotidea S o w., спікул губок тощо. В північно-східній окраїні Дніпровсько-Донецької западини, в межах Дніпровсько-Московського проходу, на білих пісках залягають верстви чорної глини. На великій площі альбські відклади розмиті. Про наявність розмиву свідчить галька фосфоритів, що залягає в основі сеноманського ярусу. Фосфоритові галечники дуже поширені в Чернігівській, Сумській і Харківській областях, зокрема в районі м. Ізюма, в північно-західній частині Донецького кряжа. Особливості літологічного складу нижньокрейдових відкладів цього району недавно розглянули І. І. Литвин та С. В. Корольова (1955). За їх даними, у свердловині в районі м. Старовірівки нижньокрейдові відклади мають потужність 77 *м* і залягають незгідно на верствах батського віку. Нижня частина їх представлена

різнозернистими пісками, часом з галькою. Верхню частину розрізу представляють щільні, іноді піщані й алевритисті, світло забарвлені глини. В його середній частині виявлено верству крихкого конгломерату, складеного із слабо заокругленої гальки кременю і кварцу з піщано-глинистим цементом. У них виявлені пилок і спори рослин, списки яких для І. І. Литвина і С. В. Корольової склала В. С. Малявкіна: Spirillina simplicissima f. typica Mal., Divisiella bibulba Mal., Spirillina alata Mal., Bialina ovaliformis Mal. та ін.

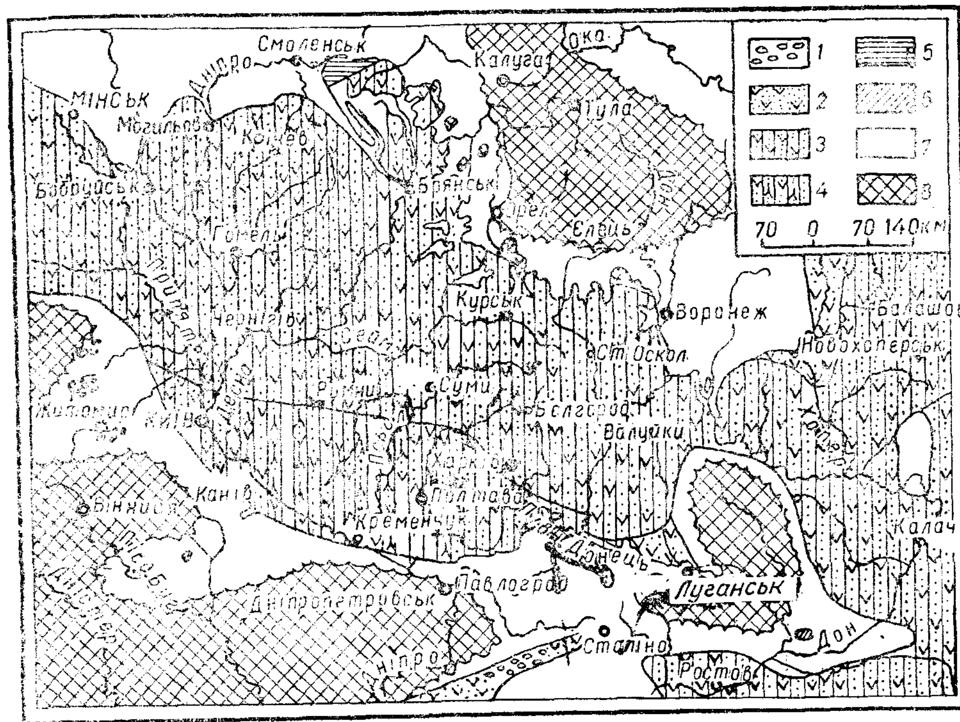


Рис. 64. Схема поширення сеноманських відкладів (за Г. І. Бушинським, 1954).

1 — галечники; *2* — піски кварцові з глауконітом; *3* — внизу піски кварцові з глауконітом, вгорі — піщана крейда; *4* — внизу піски кварцові з глауконітом і спонголітом або гезами, вгорі — піщана крейда; *5* — глина; *6* — скрем'янілі породи; *7* — площі можливого поширення морських відкладів, пізніше розмитих; *8* — суша.

Пилок покритонасінних не був виявлений. На підставі спорово-пилкового аналізу вік піщано-глинистої товщі визначається як альбський.

Верхня крейда. Сеноманський ярус. Літологічний склад відкладів сеноманського ярусу дещо різний в західній, центральній і східній частинах Дніпровсько-Донецької западини (рис. 64).

У районі Києва сеноманські відклади виявлені у свердловинах на значній глибині. В низу сеноманської товщі залягає *карбонатно-губкова верства,* або сірозелена піщана глина, опис якої дав В. І. Лучицький. Це зеленуватосіра порода, більш або менш крихка. Складається із спікул губок, дуже дрібних часток глини, кварцу, глауконіту і кристаликів кальциту. Кількості цих складових частин надто мінливі.

Вище залягає піщано-гезовий горизонт. Гезові стяжіння округлі і складаються з силікату кальцію і закису заліза. Всередині їх іноді зустрічаються скам'янілості. Гези складаються переважно з спікул губок, зерен глауконіту, зцементованих опалом або халцедоном.

Над карбонатно-губковим лежить піщано-галечниковий горизонт. Переважають гальки з кременю діаметром від 2 до 20 *см* і більше. Кремінь сірий з чорною поверхнею. Піски не мають домішки глини і містять до 12% глауконіту. Завершуються сеноманські відклади в районі Києва верствами піску, загальною потужністю близько 4 *м*.

Літологічний склад сеноманських відкладів у Канівському районі значно інший. Починається розріз їх з проверстка сірого пісковика з численними дрібними чорними гальками фосфоритів. На пісковику зустрічаються відбитки черепашок пектенів і лінгул. На ньому лежить горизонт глауконітових пісків, потужністю 40—50 *м*. Вгорі вони поступово переходять у крейдовий піскуватий мергель. Подекуди піски збагачені на карбонат кальцію, завжди вони мають значну домішку глауконіту і включають спікули губок. У нижній частині піски переповнені зростками темносірого зливного пісковика з кременистим, рідше карбонатним цементом, який часто містить різні скам'янілості. В пісках виділяються два проверстки, збагачені на жовна фосфориту. Стяжіння фосфоритового пісковика з сеноманських пісків характеризуються вмістом 14,8—16,9% P_2O_5. Фосфорна кислота є цементом, що зв'язує кластичні складові частини пісковиків.

Склад пісковиків, загальний характер решток молюсків, серед яких відомі устриці, черепашки молюсків-свердлунів, рештки деревини хвойних рослин та ін., свідчать про мілководний, узбережний характер відкладів нижнього горизонту сеноману Канівщини.

Верхи сеноманського ярусу на Київщині представлені верствою крейди, середньою товщиною понад 6 *м*. У верхній частині крейда біла, з сіруватим відтінком. Донизу вона стає піскуватою і поступово переходить у глауконітовий, зеленуватосірий мергель, що, в свою чергу, переходить у глауконітовий пісок. Для глауконітового мергелю характерна домішка великих зерен кварцу і дрібних, чорних з поверхні, жовен фосфориту, мікроскопічного розміру жовтих і зеленуватобурих фосфоритових зерняток, рівномірно розсіяних у породі. У верхній частині фосфатні сполуки становлять 3,11, в середній — 6,58%. Зростки містять 18—24% фосфорної кислоти. Крім кварцу, в крейді знайдені польовий шпат, апатит і гранат; з органічних решток — численні спікули губок і черепашки Actinocamax plenus Blanv. З форамініфер у відкладах сеноманського ярусу характерні Marginulina jonesi Reuss, Anomalina cenomanica Brotz., Cibicides formosa Brotz.

Відклади сеноманського ярусу в осьовій частині Дніпровсько-Донецької западини мають значне поширення. В Полтавському районі вони представлені піщаною товщею, очевидно альб-сеноманського віку. Склад їх вивчали В. І. Лучицький і Г. М. Захарченко. Піски нерівномірнозернисті, мають домішку гравію, складаються переважно з зерен кварцу з домішкою глауконіту. В піску зустрічаються також спікули кременистих губок, лусочки слюди, зерна рожевого гранату, кристалики турмаліну, апатиту, піриту, грудочки бурого залізняку й пластинки каолініту.

У північно-західній частині Дніпровсько-Донецької западини сеноман відслонюється на Чернігівщині і Сумщині, на північний схід від лінії Балабанівка — Костобобер — Новгород-Сіверський, вище — по правому берегу Десни до гирла р. Реті та долиною Реті майже до Кролівця. В північно-східному напрямку, на південь від долини р. Шостки, відслонень немає. Далі, в південно-східному напрямку крейда відслонюється у верхній частині течії Клевені, в середній частині течії Сейму, у верхів'ї рр. Псла, Ворскли і, далі, по долині Дінця.

Зведений розріз крейди на Чернігівщині, за даними Г. Ф. Мірчинка, дає повну картину відкладів верхнього відділу цієї системи. В низу їх лежать глауконітові піски, на які зверху налягає глауконітовий мергель з фосфоритовими жовнами, що належать до сеноманського ярусу.

Одну з особливостей складу сеноманського ярусу на північно-східних окраїнах западини становлять численні жовна фосфориту, що місцями утворюють окремий фосфоритовий горизонт, або плиту. За характеристикою А. Д. Архангельського і І. І. Нікшича (1913), фосфоритовий горизонт майже всюди ділиться на верхню, щільну, і нижню, пористу, частини. З поверхні плита вкрита блискучою 2—3-міліметровою кіркою — жовтуватою, синюватою або перламутровою, як полива. Верхні 10—12 *см* під кіркою становлять майже суцільну плиту з незначною кількістю порожнеч, виповнених піском або піщано-мергельною породою. Частина проверстка складається з неправильних темних жовен піщанистого фосфориту, скріплених в одне ціле фосфоритовим цементом світлішого забарвлення. В нижній частині горизонту фосфоритові жовна більші розміром і нещільно прилягають одне до одного. Проміжки між ними виповнені піском і піщано-мергельною масою. Від нижньої поверхні горизонту у підстелюючі його піски спускаються, наче корені, зростки фосфориту найрізноманітнішої форми. Наведена характеристика фосфоритового горизонту, на думку Бушинського, типова для всієї Дніпровсько-Донецької западини. Місцями фосфоритовий горизонт має промислове значення.

Верхня частина сеноманського ярусу представлена піщаним глауконітовим мергелем або крейдою. Вона складається з порошкуватого кальциту, коколітів, черепашок форамініфер, уламків черепашок молюсків, брахіопод, моховаток, трубок червів, зерен кварцу, глауконіту і рідко розсіяних фосфоритових конкрецій. Сеноманська глауконітова піщана крейда без помітної перерви переходить у вкриваючу її товщу білих мергелів і писальної крейди.

Т у р о н с ь к и й я р у с. Товща верхньокрейдових мергелів і крейди найповніше вивчена в чернігівській частині Дніпровсько-Донецької западини. Літологічний склад її змінний, стратиграфічні межі окремих ярусів виявлені нечітко. Поширення окремих ярусів верхньокрейдових відкладів у западині не однакове. Відклади маастрихтського ярусу, зокрема, займають незначну площу в осьовій частині Дніпровсько-Донецької западини.

На чернігівщині туронський ярус представлений внизу піскуватим глауконітовим мергелем з Inoceramus lamarcki P a r k., зверху білим мергелем з устрицями та іноцерамусами. Серед численних решток форамініфер для туронського ярусу характерні Spiroplectammina praelonga (R e u s s), Marssonella oxycona (R e u s s), Bifarina regularis K e l l e r та ін.

Сенон. Серед сенонських відкладів виділяють нижній сенон, куди входять коньякський і сантонський яруси, та верхній сенон, що охоплює кампанський та маастрихтський яруси.

К о н ь я к с ь к и й я р у с представлений такою ж крейдою, як і туронський; відклади їх пов'язані поступовими переходами. Серед скам'янілостей коньякського ярусу, поряд з Inoceramus involutus S o w., трапляються рештки форамініфер Bolivinita eleyi C u s h m., Stensioina praeexculpta K e l l e r і багато інших.

С а н т о н с ь к и й я р у с складений сірими мергелями, які вгорі переходять у білу крейду. Для нижньої частини сантонського ярусу з Actinocamax verus M i l l. var. fragilis A r c h., Belemnitella praecursor S t o l l e y характерні форамініфери Spiroplectammina rosula (E h r e n b.), Anomalina infrasantonica B a l a k h m. Для верхньої

частини ярусу з Belemnitella aff. mucronata S c h l o t h. mut. senjor N o w. характерні форамініфери Ataxophragmium orbignyanaformis M j a t l., Cibicides temiriensis V a s s.

К а м п а н с ь к и й я р у с в нижній частині виявлений білою крейдою з Belemnitella mucronata S c h l o t h. та Inoceramus balticus B ö h m. В його верхній частині залягає біла щільна крейда з домішкою глауконіту та піску.

У крейді, крім згаданих черепашок молюсків, виявлені рештки форамініфер Lituola aequisgranensis R e i s s., Bolivinoides decoratus (J o-

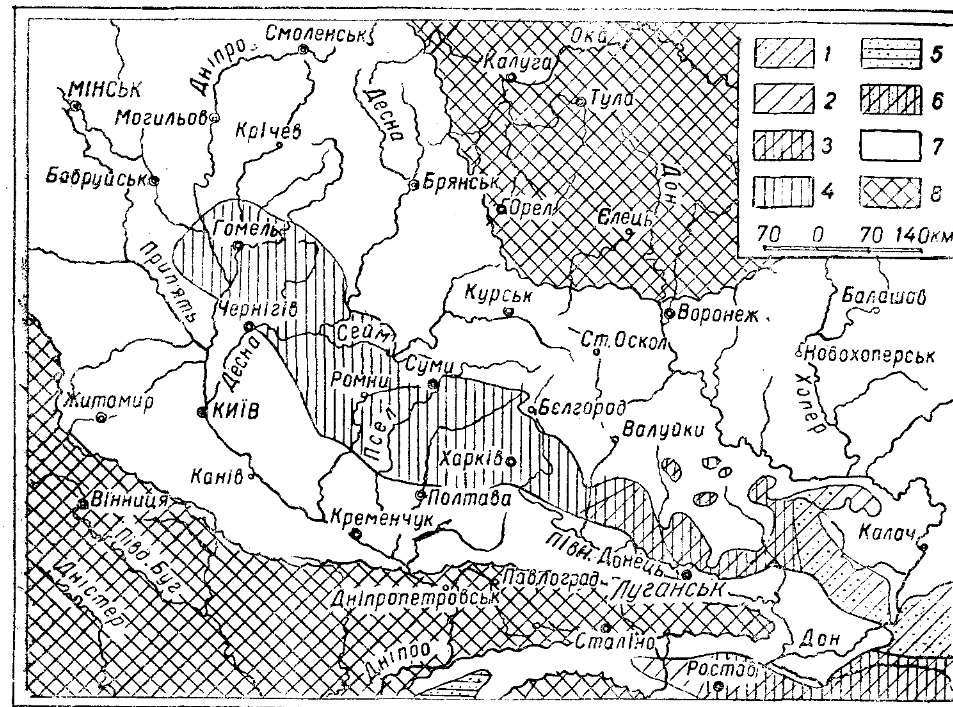


Рис. 65. Схема поширення маастрихтських відкладів (за Г. І. Бушинським, 1954).
1 — піщані опоки і опоковидні пісковики; *2* — трепели, опоки і гези; *3* — мергелі кременисті; *4* — крейда; *5* — глини і піски; *6* — піски у верхній частині маастрихту на Дінці; *7* — площі можливого поширення морських відкладів, пізніше розмитих; *8* — суша.

n e s), Bolivina kalinini V a s s., Anomalina monterelensis P. M a r i e та ін.

Закінчуються крейдові відклади Чернігівщини верствами крейди з Belemnitella lanceolata S c h l o t h., Terebratula carnea S o w., що належать до маастрихтського ярусу. Для них характерні численні рештки форамініфер: Heterostomella foveolata (M a r s s.), Bolivina incrassata R e u s s, Pseudouvigerina plummerae C u s h m., Eponides obtusus (B u r r. et H o l l.) та ін. (рис. 65).

Цікаві відслонення крейди відомі в басейні Клевені і Сейму. В каменоломні в б. Хитер, недалеко від с. Ліщинівки, видно, що крейдова верства має товщину не менше 25 *м*. У Зарудському районі в нижній частині крейдових відкладів залягає нижньосенонський мергель. Це світлосіра щільна порода з численними лусочками слюди і темними глауконітовими зернами до 0,25 *мм*. Хімічний склад мергелю такий:

В. п. п.	37,22	Al_2O_3	1,77
Нерозч. зал. (в HCl)	13,89	CaO	45,83
Fe_2O_3	0,28	SO_3	0,18
		Р а з о м	99,17

Поверхня мергелю нерівна; на ньому незгідно лежать верхньосеионські відклади, представлені білою м'якою крейдою. Середня потужність крейдової товщі на Глухівщині близько 80 *м*.

У низах товщі крейди є невеличкі проверстки сіробурої глини, завтовшки до 12 *см*, що переверствовуються з дрібнозернистим піском. В усій крейді зрідка зустрічаються темносірі, неправильної форми, конкреції кременю та фосфориту. У фосфоритах до 24,27% фосфорної кислоти і близько 10% сірчаних сполук.

З органічних решток у крейді Глухівського району О. О. Цитович визначила: Ostrea vesicularis Lam., O. nikitini Arkh., O. reussi Netch., O. hyppopodium Nils., O. flabelliformis Nils., Pecten orbicularis Sow., Exogyra lateralis Nils., Spondylus spinosus Sow., Terebratula obesa Sow., Ventriculites cervicornis Goldf., Belemnitella cf. conica Arkh., B. mucronata Schloth., B. lanceolata Schloth., Actinocamax propinguis Mod.

Хімічний склад крейди в цьому районі характеризують такі дані:

Нерозчинний залишок	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO	SO_3	В. п. п.	Сума	$CaCO_3$
0,66	1,49	0,09	0,47	53,67	0,30	0,32	42,78	99,78	95,84
0,07	1,17	0,31	0,08	54,89	0,12	0,10	43,19	99,93	98,02

Відслонення крейди в Новгород-Сіверському районі особливо яскраві вздовж правого берега р. Десни. У великому кар'єрі біля с. Чулатова потужність крейди 15—17 *м*. У кар'єрі видно, що поверхня її розмита і карстові розмиви виповнені зеленим піском бучацького ярусу. Такі ж відслонення відомі біля с. Араповичів, Путивльської гори тощо; в останньому місці товщина крейди досягає 30 *м*. Головна маса її складається з дуже тонкозернистого кальциту. Серед включень у ній визначено кварц, у вигляді зерен неправильної форми з округло-кутастими контурами, андалузит, пірит, лімоніт та сполуки марганцю.

Крейда Новгород-Сіверського району містить:

	1	2	3		1	2	3
SiO_2	1,38	1,21	0,72	CaO	54,06	54,30	55,00
Al_2O_3	0,67	0,80	0,.6	MgO	сл.	сл.	сл.
Fe_2O_3	0,03	0,05	0,04	SO_3	0,02	0,05	0,05
MnO	—	—	—	P_2O_5	0,08	0,07	0,05

Верхньокрейдові крейдоподібні мергелі і крейда широко розвинуті в південно-східній частині Дніпровсько-Донецької западини на межі її з Донецьким кряжем. Характеристику цих відкладів дано в описі геологічної будови Донбасу.

Датський ярус. Питання про наявність відкладів датського ярусу в Дніпровсько-Донецькій западині постало в зв'язку з вивченням викопних форамініфер (Дайн, 1939; Каптаренко-Черноусова, 1953) і решток молюсків (Чернецький, 1940). Верстви з рештками форамініфер, типових для датського ярусу, виявлені в районі Ромен, Сум, Червоно-Попівки і Єпіфанівки. В Луганському районі, за описом Л. М. Ярченко, датські відклади залягають під світложовтуватим мергелистим піском з численними дрібними черепашками форамініфер.

У Сумській області до датського ярусу І. П. Чернецький і за ним М. М. Клюшников відносять верстви скрем'янілого опокоподібного пісковика, що лежить на білій крейді, відокремлений від неї проверстком білого пісковика з галькою фосфориту, і перекривається верствою дрібнозернистого глинистого пісковика палеоценового віку.

1950 р. В. П. Василенко виділила в підошві палеогенових відкладів околиць с. Хмелева Сумської області новий комплекс форамініфер, вік якого вона визначила як нижньопалеоценовий—монтський.

О. К. Каптаренко-Черноусова, після перегляду складу фауни форамініфер Сумського розрізу, приєдналась до висновку, що вік скрем'янілого опокоподібного пісковика тут допалеоценовий (горизонт з Cibicides lectus Vass.).

Останнім часом простежена витриманість цього горизонту, так званої *сумської світи*, на великій площі на сході і півночі Дніпровсько-Донецької западини (рис. 66).

Датські відклади мають склад форамініфер верхньокрейдовий, поряд з яким з'являються перші палеогенові форми; в палеоценових відкладах крейдовий комплекс повільно заміщається палеогеновим.

За даними Каптаренко-Черноусової, для датських відкладів у басейні р. Красної (район Червоно-Попівки, Луганської обл.) характерні численні черепашки Gümbelina globulosa (Ehrenb.), Reussella minuta (Marss.), Globigerinella aspera (Ehrenb.), Globorotalia membranacea (Ehrenb.), Anomalina acuta Plumm., Eponides exiqua (Brady) var. obtusa Burr. et Holl. (-Alabamina vilcoxensis Toulm.), Spiroplectammina sp., Bolivina plaita Carsey, Siphonodosaria jarvisi Cushm., Pleurostomella subnodosa Reuss, Gyromorphina allomorphinoides (Reuss), Stensioina caucasica Subb., Cibicides midwayensis (Plumm.) та ін.

Відкладання верств датського ярусу в Дніпровсько-Донецькій западині є завершенням процесу її еволюції протягом мезозойського часу, коли низхідні коливальні рухи в її межах змінилися висхідними, синтектонічними з ларамійською фазою горотворення в прилеглих геосинклінальних зонах.

В міру розвитку тектонічних піднять зменшувалась площа верхньокрейдового моря, мінявся склад його осадків. У кінці крейдового періоду сильно зміліле протягом маастрихтського й датського віків море займало лише найбільш занурену осьову частину западини. Вузькою протокою, яка розташовувалась вздовж північного схилу Донецького кряжа, це море з'єднувалося з басейном, що в датський вік виповнював Кримо-Кавказьку геосинкліналь. На цій незначній площі спостерігається поступовий перехід і зв'язок верхньокрейдових і нижньотретинних відкладів на південно-західній частині Російської платформи. На всьому іншому просторі палеогенові відклади різко незгідно налягають на підстелюючі верстви.

Особливості коливальних рухів у Дніпровсько-Донецькій западині і переважання низхідних спрямовань їх в осьовій частині протягом крейдового часу знайшли свій відбиток у складі, потужності і умовах залягання крейдової системи. Потужність крейдових відкладів дуже збільшується в міру наближення до осі западини. Уявлення про це дають такі цифри:

Місцевість	Потужність крейди, *м*	Місцевість	Потужність крейди *м*,
Пересаж	138,69	Бахмач	425,70
Городня	118,26	Харків	567,50
Довжик	189,64	Киріківка	563,2)
Київ	12,80	Миргород	392,92
Боровиця	53,34		

Закономірності тектонічних умов відкладання осадків крейдової системи Дніпровсько-Донецької западини і прилеглих до неї районів зумовили і закономірності географічного розміщення пов'язаної з ними різної мінеральної сировини. Серед останньої найбільшу цінність становлять цементні мергелі, фосфорити, розсипні родовища тощо, які зосереджені в узбережних фаціях окремих ярусів крейдової системи.

КАЙНОЗОЙСЬКА ГРУПА

Кайнозойська група відкладів у Дніпровсько-Донецькій западині відзначається дуже змінною будовою. В її складі відомі як морські, так

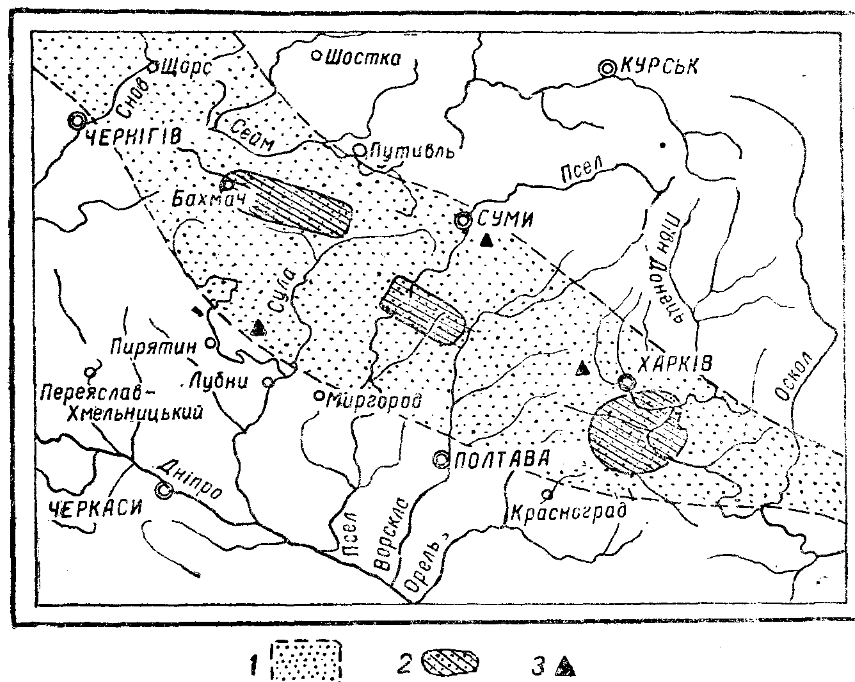


Рис. 66. Можливе поширення палеоценових відкладів (сумської світи) в північно-східній частині УРСР (за форамініферами — О. К. Каптаренко-Черноусова).

1 — область можливого поширення палеоценового басейну; 2 — відоме поширення палеоценових відкладів; 3 — окремі пункти, де зустрінуті палеоценові відклади.

і континентальні формації різного віку, поширені в різних частинах району. Група включає дві, однаковою мірою складно побудовані системи—третинну і четвертинну.

Третинна система

Третинні відклади на території Дніпровсько-Донецької западини і взагалі в Придніпров'ї залягають на дуже широких просторах. Відомості про них починають з'являтися в першій чверті XVIII ст., коли Григорій Капустін перший відзначив наявність у пісках київського району бурого вугілля. Пізніше дані про склад і стратиграфію третинних відкладів збирали Дюбуа де Монпере, Р. Мурчісон, Е. І. Ейхвальд, Н. Д. Борисяк, А. С. Рогович, О. В. Гуров, К. М. Феофілактов, В. О. Домгер, М. О. Соколов, Г. А. Радкевич, П. Я. Армашевський,

Таблиця 23

Схема стратиграфічного поділу третинних відкладів Дніпровсько-Донецької западини

За даними М. М. Клюшникова			За даними О. К. Каптаренко-Черноусової		
Підвідділ		Яруси (світи)	Горизонти	Літологічний склад	Керівні скам'янілості
Неоген		Полтавська світа (серія)	Верхній (рябі глини)	Рябі глини, каолінові пісковики	Конгерії й дрейсенії
Олігоцен	верхн.		Нижній	Світлі кварцові верствуваті піски, внизу з проверстками вугілля	
Олігоцен	нижн. і середн.	Харківський	Верхній Середній Нижній (інгулецький)	Глауконітові піски і пісковики Глауконітові піски з брилами кременистого пісковика, опоконодібні пісковики, опоки	
Еоцен	верхн.	Київський	Верхній (бузький)	Наглинок. Опоконодібні пісковики	
			Середній (дніпровський)	Зеленуватосірий мергель. Вапнисті пісковики	6. Дрібні Bolivina 5. Верхній радіолярійовий проверсток 4. Комплекс видів київського ярусу без Acarinina 3. Нижній радіолярійовий проверсток 2. Acarinina crassaformis (Gall. et Wissl.)
			Нижній (фосфоритові піски)	Глауконітові піски з фосфоритами. Білий мергель. Спонголітові пісковики	1. Acarinina crassaformis, (Gall. et Wissl.), Clavulina szaboi Hantk.
	середн.	Бучацький	Верхній (трахтемирівський)	Пісок з брилами пісковика Зеленуватосірі піски з пісковиком і дрібними фосфоритами. Вугленосна формація. Мергелі, вапняки з нумулітами. Глини (на півдні)	
			Нижній (бучацький)		
Палеоцен		Канівський	Верхній (деснянський)	Глауконітові піски з брилами кременистого пісковика	Ammodiscus sp., спікули губок, панцир діатомових водоростей
			Нижній (сумський)	Глауконітові піски з фосфоритами. Сірі опоки і трепелуваті глини	Cibicides favorabilis Vass., Globulina rotundata (Born.), Reussella paleocenica (Brotz.) Cibicides lectus Vass., Anomalina danica (Brotz.), A. praeacuta Vass.
		Кременисті пісковики. Сумська світа.			
Крейдова система					

П. А. Тутковський, Л. О. Крижановський, В. І. Лучицький, В. Д. Ласкарєв і ряд інших дослідників.

Першу схему стратиграфічного поділу третинних відкладів запропонував у 1867 р. М. П. Барбот де Марні. Істотні доповнення до неї вніс у 1882 р. К. М. Феофілактов. У 1893 р. М. О. Соколов обгрунтував наявність у складі третинної системи півдня Росії ярусів: 1) полтавського, 2) харківського, 3) київського, 4) бучацького, а Г. А. Радкевич у 1900 р. доповнив цю схему 5) канівським ярусом. У такому вигляді схема стратиграфії третинних відкладів платформеної частини півдня СРСР увійшла в геологічну науку і практику.

У роки радянської влади схема стратиграфічного поділу третинної системи була істотно уточнена й обгрунтована палеонтологічними, літологічними та іншими даними. Значні роботи в цьому напрямку провели В. С. Слодкевич, М. О. Мельник, І. Є. Слензак, О. В. Крашеніннікова, В. М. Чирвінський, В. Т. Сябряй, Г. Ф. Мірчинк, О. О. Борисяк, А. Д. Архангельський, М. С. Шатський, В. В. Різниченко, В. П. Василенко, Л. Г. Дайн, І. П. Чернецький, Н. А. Ремізов, Г. Д. Соболев, К. С. Усенко та ін. Особливо багато для обгрунтування сучасного стратиграфічного поділу третинних відкладів Дніпровсько-Донецької западини зробили О. К. Каптаренко-Черноусова і М. М. Клюшников. При дуже значному поширенні третинних відкладів відслоненість їх недостатня. Найдавніші яруси третинної системи відслонюються лише на окраїнах западини: на Чернігівщині, окраїнах Донецького кряжа і в Канівському дислокованому районі. В осьовій частині западини третинні відклади занурені на значну глибину. У відслоненнях зустрічаються лише верхні верстви цієї системи. Виняток становлять райони місцевих дислокацій, де у відслоненнях з'являється еоцен, як от у долині р. Псла — біля сс. Попівки, Манжелії тощо.

Схема стратиграфічного поділу палеогенових відкладів Дніпровсько-Донецької западини, побудована на палеонтологічних даних, включає сумську світу і канівський, бучацький, київський та харківський яруси (світи); сюди ж належить нижня частина полтавської серії.

Сумська світа. Найдавніші відклади третинної системи виявила за складом форамініфер В. П. Василенко (1950) у свердловині околиць с. Хмелева. Дальшими роботами О. К. Каптаренко-Черноусової і групи геологів Київської геологорозшукової контори тресту «Укрнафторозвідка» (1953, 1955) простежена площа поширення їх на північно-західні окраїни Донбасу. Складені вони сіруватозеленими глауконітовими слюдистими пісковиками з проверстками сірої і темносірої глини; на окраїнах (м. Суми) пісковики стають скрем'янілими. Виявлені вони і далі поза межами УРСР — на східній окраїні Донбасу, у нижньому Поволжі, східному Криму, Ставропольщині, Ембенському районі, Єргенях.

У сумській світі В. П. Василенко виділила два горизонти: нижній — з Cibicides lectus V a s s., а також Alabamina vilcoxensis T o u l m., Anomalina danica (B r o t z.), A. praeacuta V a s s., верхній — з Cibicides favorabilis V a s s. і форамініферами Spiroplectammina variata V a s s., Globulina rotundata (B o r n.), Reussella paleocenica (B r o t z.), Cibicides (?) lunatus (B r o t z.). Крім того, в обох горизонтах трапляються лягеніди Cristellaria gryi (B r o t z.), Robulus aff. discus B r o t z., Dyafrondicularia gebyeri B r o t z.

М. М. Клюшников не погоджується з виділенням сумської світи; він вважає нижню частину її належною до датського ярусу (м. Суми), верхню — до сумського горизонту канівського ярусу. Сумський горизонт Клюшникова представлений верствами глауконітових і фосфоритових пісків, відокремлених від підстелюючих відкладів проверстками галечнику та сірої плямистої опоки. За його даними, в Дніпровсько-Донецькій западині опока заміщена темносірою кременистою та трепелоподібною глиною, а на окраїнах — глауконітовим піском. У районі м. Сум з цієї частини канівського ярусу І. П. Чернецький визначив рештки Ostrea reussi N e t s c h. та ін.

К а н і в с ь к и й я р у с (світа). Відклади канівського ярусу відслонюються на Канівщині та в Сумській області. Дуже поширені вони також у самій Дніпровсько-Донецькій западині, де виявлені в численних свердловинах. Сумарна потужність відкладів канівського ярусу досягає 35 *м*. На Канівщині ярус цей представлений товщею різних пісків, в яких виділяються чотири пачки верств.

Нижню складає брудносірий, внизу темносірий, майже чорний пісок з домішкою зерен глауконіту і лусочок слюди. У верхній частині



Рис. 67. Відслонення канівського ярусу на Канівщині.

верств піску поширені зростки кременистого пісковика, а в основі — тонкі проверстки чорної глини і фосфоритова галька, що має вигляд конкрецій різної форми. У фосфоритових зростках бувають відбитки і ядра Pectunculus brevirostris S o w., Pecten cf. prestwichi K o e n., Cytherea orbicularis E d w. тощо. В цементі конкреції є черепашки форамініфер, риб'ячі зуби, спікули губок, уламки деревини тощо. Фосфоритові стяжіння містять P_2O_5 у середньому 15,9%. За даними В. І. Лучицького, кількість фосфоритів досягає 104 *кг* на 1 $м^3$ породи.

Дальший комплекс верств канівського ярусу виявлений світлим, сіруватозеленим, дрібнозернистим піском. У верхній частині товщі піску завжди є тонкий проверсток темносірого, зливного, кременистого пісковика, що місцями грубшає, іноді ж весь горизонт представлений пісковиком. Товщина його досягає 10 *м*.

Вище залягає пачка верств іржаво-бурого піску, колір якого змінюється від світложовтого до буруватокоричньового з зеленуватим відтінком. Завершується ярус верствою зеленого піску. Пісок переважно дрібнозернистий, глинистий, з великою домішкою глауконіту. Часто в ньому зустрічаються стяжіння або цілі проверстки зливного пісковика з опаловим і халцедоновим цементом. Потужність горизонту — до 10 *м* (рис. 67).

Г. А. Радкевич наводить для Канівського району досить довгий список скам'янілостей, у тому числі: Cytherea orbicularis E d w., Cyprina scutellaria D e s h., Pectunculus brevirostris S o w., Cucullaea aff. decussata P a r k., Apprhais sowerbyi M o n t., тощо.

Верхні верстви канівського ярусу в басейні Десни М. М. Клюшников виділив під назвою *деснянського горизонту*. Він складений виключно глауконітовими пісками з стяжіннями кременистих пісковиків. У районі сс. Розльотів та Бужанки в складі викопних форм з цих відкладів М. О. Мельник наводить форми, відомі з лондонського ярусу Західної Європи: Nucula proava W o o d, Garum consobrinum D e s h., Astarte rugosa S o w. var. umbomata W o o d, Natica pseudoclimax C o s s m., Pyrula intermedia M e l l.; ряд видів, характерних для копенгагенського палеоцену—Actaeon regularis K o e n., Nemocardium semidecussatum K o e n., Axinea cf. corneti K o e n.; форми, відомі з саратовського ярусу Поволжя: Actaeon dificilis A r c h., Cardium netschaewi A r c h., та багато форм, поширених у бучацькому ярусі: Tellina pseudorostralis d'O r b., Gobreus debilis D e s h., Meretrix laevigata L a m., Modiola elegans S o w. та ін. Крім цього, відомі рештки форамініфер — Ammodiscus sp., Reoplacella compressa K a p t., спікули губок, панцири діатомових водоростей тощо.

Канівські верстви в Дніпровсько-Донецькій западині залягають повсюдно і виходять далеко за її простори. На Поволжі аналогами канівського ярусу, як вважає Г. П. Леонов, є «пролейські» верстви, що входять до складу верхньої частини саратовського ярусу.

Бучацький ярус (світа). Серед відкладів третинної системи УРСР бучацький ярус особливо поширений. Він представлений верствами піщано-глинистих порід, склад яких у різних частинах УРСР змінюється в досить значних межах. Відслонення бучацького ярусу відомі на Чернігівщині, на північ від Харкова, на окраїнах Донецького кряжа, на Канівщині і в прилеглих частинах Українського кристалічного щита.

На Канівщині, де бучацький ярус відслонений найповніше і де він вперше був досліджений, виявлено два горизонти, яким В. Г. Бондарчук, І. Є. Слензак, О. А. Дубянський надають стратиграфічного значення, а М. М. Клюшников (1952) виділив їх під назвою трахтемирівського і бучацького горизонтів.

Верхній горизонт представлений білим, світлосірим, іноді світлозеленим, неверствованим сипким кварцовим піском із скибами пісковика у верхній частині. Останній особливо поширений в районі Трахтемирова. Трахтемирівський пісковик — світлосірий, здебільшого зливний, іноді крихкий, подекуди карбонатний, містить численні рештки викопних молюсків, серед яких характерні: Cassidaria nodosa S o l., Lucina gigantea D e s h., Cardium bouli D e s h., Pectunculus duboisi M a y., Pinna margaritacea L a m., Ostrea flabellula L a m. та ін.

Нижня частина бучацького ярусу на Канівщині представлена світлосірим, синюватозеленим або світлозеленим сипким кварцовим піском, зрідка з проверстками міцного кременистого пісковика. У пісковиках знаходять численні рештки Cassidaria nodosa S o l., Ostrea plicata S o l., Pectunculus duboisi M a y., Mactra compressa D e s h., Terebellum sopitum S o l., Pinna margaritacea L a m., Cardium semigranulatum S o w., Nucula parisiensis D e s h., Meretrix analoga D e s h., Cardita elegans L a m., Lima obliqua L a m., Crassatella tenuistriata L a m.

У Дніпровсько-Донецькій западині бучацький ярус лежить нижче базису ерозії; його підстелює крейда, а вкривають відклади київського ярусу, в які він поступово переходить. Не змінюючи фацій і складу, бучак западини поширюється далі на схід, у басейн Дону.

На окраїнах Донецького кряжа відклади бучацького ярусу виявлені також пісками, з домішкою глауконіту, проверстками пісковика і, досить часто, включеннями дрібних фосфоритових конкрецій. Де-не-де в бучаку виявлені верстви сірої опокоподібної породи. Підстелюють бучацькі відклади на окраїнах Донбасу верстви кременевої та кварцової гальки, що здебільшого лежить на розмитій поверхні крейди.

Особливо цікавий склад відкладів бучацького ярусу на Українському кристалічному щиті і його східних та південних схилах. В їх межах морські бучацькі відклади місцями підстелюють і, далі, заміщаються буровугільною формацією континентального походження. З останньою пов'язані численні родовища бурого вугілля великого народногосподарського значення. Характеристику їх дали В. М. Чирвінський і В. Т. Сябряй. Буровугільна формація залягає на нерівній поверхні докембрію Українського кристалічного щита, на якому розвинута каолінова кора звітрювання. Потужність буровугільної формації, зокрема товщина пластів бурого вугілля, залежить від рельєфу підстелюючих порід: вона завжди зростає в пониженнях поверхні останніх. У складі буровугільної формації бучацького ярусу виділяється підвугільна, вугільна і надвугільна товщі (рис. 68).



Рис. 68. Буровугільна формація бучацького ярусу. Юрківське родовище. (Фото В. Т. Сябряя.)

Підвугільна товща здебільшого представлена піском, товщина верств якого досягає 10 *м*, а то й більше. Серед підвугільних пісків часто зустрічаються верстви, проверстки або окремі брили кременистого пісковика. Пісковик зустрічається також у вугільній і надвугільній товщах.

Вугільна товща бучацького ярусу має змінну потужність. В окремих родовищах товщина пласта бурого вугілля перевищує 25 *м*. У заляганні вугільних пластів спостерігаються порушення, які докладно описав В. Т. Сябряй (1954). Ці порушення представлені у вигляді куполоподібних піднять та флексур. Вони, наприклад у межах Олександрійського родовища, більш як на 15 *м* піднімаються над пластом вугілля, що тут має потужність 8—10 *м*. Порушення залягання пластів вугілля Сябряй цілком справедливо пояснює результатом гравітаційного

тиску важчих за вугілля піскувато-глинистих порід покрівлі, що сприяло витисненню пластичної маси вугілля і утворенню куполоподібних піднять. Буре вугілля має різний вигляд. Пласти його складає землисте кускове, глинисте, піскувате вугілля, лігніт, волокнисте і торфоподібне вугілля. Більшість цих відмін має промислове значення.

Надвугільна товща буровугільної формації представлена вуглистими глинами, що поступово переходять у буре вугілля, і вторинними каолінами. Потужність цих верств досягає 10 *м* і більше. Ці відклади мають велике промислове значення. Над надвугільними глинами і вторинними каолінами, а там, де їх немає, безпосередньо на пластах бурого вугілля, залягає водоносна товща бучацького, харківського або полтавського віку.

Бучацький вік буровугільної формації Дніпровського буровугільного району до останнього часу беззастережно приймався всіма дослідниками. В 1954 р. П. Г. Нестеренко, О. З. Широков і Т. Є. Ціріна, на підставі вивчення викопних спор і пилку, прийшли до висновку про нижньоолігоценовий вік бурого вугілля Придніпров'я. В. Т. Сябряй, Ф. А. Station Станіславський і Р. Н. Ротман заперечують обгрунтованість висновків Нестеренка, Широкова і Циріної. Вони наводять факти залягання буровугільної формації під мергелем київського ярусу. У відкладах, що вкривають буровугільну формацію, виявлені численні рештки мікроорганізмів, за визначенням Каптаренко-Черноусової — верхньоеоценового віку, а також рештки молюсків, за визначенням М. М. Клюшникова — теж верхньоеоценового, київського, віку.

З бурого вугілля Дніпровського буровугільного басейну визначено велику кількість пилку рослин, у тому числі гінкгових, цикадових, сосен, секвой, тисів, ялини, пальмових, лаврових, ів, тутових, берези, ільма, бука, дуба, горіха, магнолії, клена, липи; спори грибів, плаунових, папоротей і багатьох інших представників рослинного світу. Відзначається переважання пилку вічнозелених дерев — миртових, верескових, восковикових. Ця рослинність вважається характерною для середнього еоцену.

В. Т. Сябряй, Ф. А. Станіславський і Р. Н. Ротман приходять до висновку про наявність трьох типів відкладів осадочного комплексу середньоеоценового віку:

1. Відклади морської фації бучаку, представлені пісками глауконітовими середньо- і крупнозернистими, сірими й жовтосірими, глинистими, та пісковиками. Південно-південно-східна межа їх поширення проходить через Білу Церкву, Миронівку, Маслівку, Таганчу, Байбузи, Мліїв, Черкаси, Степанку до Кременчука, далі на Омельник, Ново-Московськ — Павлоград.

2. Відклади змішані, що являють собою переверствовання пісків, а іноді глин, морського походження з вуглистими різнозернистими пісками й вуглистими глинами, що належать до непродуктивної континентальної фації бучаку. Ці відклади поширені на окраїнах кристалічного щита, в глибоких пониженнях його поверхні і каньйоноподібних поглибленнях, наприклад Болтиська западина, Смілівське пониження тощо.

3. Відклади продуктивної континентальної товщі бучацького ярусу. Складаються з вуглистих різнозернистих пісків, вуглистих глин і вторинних каолінів, що вміщають робочі пласти бурого вугілля. Вони дуже поширені на території далеко на південь і північ від меж морської і змішаної товщ. Ця територія в бучацький вік представляла сушу, на якій були сприятливі умови для вугленагромадження. Родовища бурого вугілля, розміщені в узбережній зоні еоценового моря, мають незначну товщину пластів вугілля — 1,5—4,0 *м*. До цього типу належать деякі родовища Звенигородського буровугільного району. В родовищах, розміщених на віддалі від берегової зони, як-от Юрківське, Семенівсько-Олександрійське та ін., потужність пласта вугілля подекуди досягає 29 *м*. Закономірності поширення буровугільних родовищ, а також особливості типів їх, склалися в результаті геологоісторичного розвитку території УРСР у бучацькому віці.

К и ї в с ь к и й я р у с (світа). Відклади київського ярусу поширені і відслонюються на більшості території УРСР (рис. 69). Найповніші відслонення київського ярусу є вздовж правого берега Дніпра. В цьому ярусі виділяють, знизу вгору, такі горизонти: а) фосфоритові піски, б) київський мергель, або спондилусову глину, що їх М. М. Клюшников

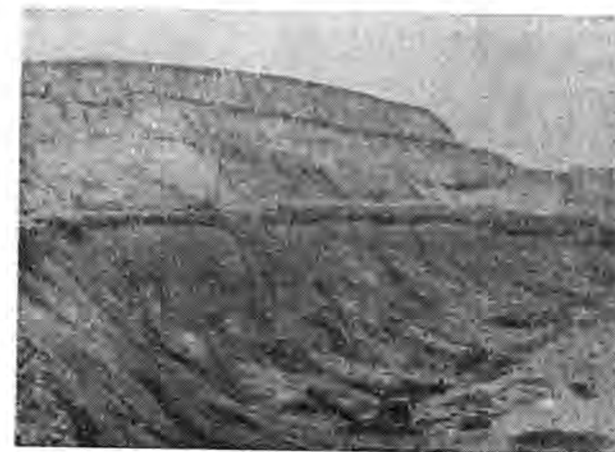


Рис. 69. Відслонення київського ярусу в околицях Києва.

називає ще дніпровським горизонтом, в) наглинок, або бузький горизонт. Така будова київського ярусу простежується переважно в межах Дніпровсько-Донецької западини. На Правобережжі і на Донбасі відклади київського ярусу виявлені голубими мергелями або крихкими пісковиками.

За останніми висловлюваннями М. М. Клюшникова і О. К. Каптаренко-Черноусової, наглинок належить до харківського ярусу. Такий висновок випливає при зіставленні палеогенових відкладів Дніпровсько-Донецької западини і Криму, Кавказу, Азії, де верхньоеоценові відклади закінчуються зоною дрібних Bolivina. Комплекс піщаних форамініфер у безкарбонатних глинах північно-західних окраїн Донбасу — аналогах наглинку западини — відповідає нижньоолігоценовому комплексу інших областей.

Перенесення наглинку з київського ярусу в харківський в природних умовах створює враження штучного. Але перше враження розсіюється, коли взяти до уваги заміщення на північних окраїнах Донбасу київського мергелю безкарбонатними глинами починаючи від його верхньої частини аж до фосфоритових пісків (Ліхарєв, 1928; Каптаренко-Черноусова, 1951).

Фосфоритові піски здебільшого поступово переходять у бучацькі відклади. Товщина їх верств не перевищує 2 *м*. Колір пісків жовтий або сіруватожовтий; пісок звичайно дуже глинистий, грубозернистий, з великою домішкою глауконіту і з значною кількістю дрібних конкрецій фосфору, стяжінь лімоніту й піриту.

Органічні рештки у фосфоритових пісках зустрічаються часто. Керівні серед них: Spondylus tenuispina S a n d b., Pecten idoneus W o o d; піски ці багаті на черепашки викопних форамініфер.

Київський голубий мергель — найбільш характерний і витриманий горизонт нижньотретинних відкладів на території УРСР. Він є опорним

горизонтом для стратиграфічного розчленування нижньотретинних відкладів. Голубий мергель здебільшого поступово переходить у фосфоритові піски, що його підстелюють. Там, де таких пісків нема, в основі цього горизонту залягає верства зеленої пластичної глини незначної товщини. Сама глина буває сланцювата, карбонатна і з тоненькими прошарками піску. Колір її змінюється від світлосірувато-зеленого до темнозеленого. Є включення залізо-марганцевих конкрецій. До складу глини входять: кварц, вохряні й зеленуваті глинисті скупчення, луски серициту, глауконіт, піролюзит, спікули губок і нечисленні уламки черепашок діатомових водоростей. За визначенням Л. І. Карякіна, фракція важких мінералів зеленої глини з х. Харченка на Харківщині складається з магнетиту, турмаліну й авгіту. Кольорові мінерали представлені глауконітом, лімонітом, далі виявлено польовий шпат, кварц, аморфну крем'янку.

Хімічний склад зеленої сланцюватої глини характеризують такі цифри (дані Л. І. Карякіна):

SiO_2	52,20	SO_3	0,06
Al_2O_3	12,11	K_2O	2,57
Fe_2O_3	4,20	Na_2O	0,50
FeO	0,31	H_2O	7,88
CaO	7,16	В. п. п.	8,73
MgO	1,90		
		Разом	97,62

На окраїнах свого поширення спондилусовий горизонт виявлений більш піскуватими відкладами. Прикладом цього є пісковики з околиць Коростишева.

Механічний склад київського мергелю досить одноманітний. Головна маса його — це частки діаметром $<0,01$ *мм;* кількість їх становить від 82,5 до 90,47%. Найдрібніші частки складаються з зерен кварцу, карбонатної і глинистої маси.

Мінералогічний склад мергелю так само досить простий. За даними В. М. Чирвінського, в мергелі переважають частки кварцу й кальциту, що мають вигляд зерняток, пилу, дрібних піскуватих зростків, де цементом є вапно. Багато карбонату кальцію зустрічається у вигляді органічних решток. Є багато часток каоліну і глауконіту. Перший у вологому стані має зелене забарвлення. Глауконіт трапляється у вигляді свіжих яскравозелених заокруглених зерен, а також пігменту, що забарвлює зерна інших мінералів. Серед останніх трапляються пірит, лімоніт, біотит, гіпс, плагіоклаз, мікроклін, гранат, турмалін, магнітний залізняк і конкреції фосфориту.

Хімічний склад київського мергелю також одноманітний. Типові для нього такі риси (дані В. М. Чирвінського):

Гігр. H_2O	1,91	MgO	1,03
Гідр. H_2O	2,76	K_2O	1,24
SiO_2	49,96	Na_2O	0,94
Al_2O_3	7,33	CO_2	12,80
Fe_2O_3	3,39	SO_3	0,92
FeO	0,47	Cl	0,15
P_2O_5	0,11	Орг. маса	сліди
CaO	16,74		
		Разом	99,75

Органічні рештки в київському мергелі трапляються часто. Особливо різноманітна в ньому викопна фауна форамініфер. За визначенням П. А. Тутковського і О. К. Каптаренко-Черноусової, їх виявлено понад 200 видів.

Видовий склад форамініфер київського ярусу дуже рясний та різноманітний і досить витриманий в усій товщі мергелю. З'явлення чи зникнення окремих видів дозволяє виділити шість мікрофауністичних зон, а саме:

1. У фосфоритових пісках поряд з іншими форамініферами трапляються: Acarinina crassaformis (Gall. et Wissl.), A. pentacamerata Subb., Clavulina czaboi Hantk. Останній вид тут і закінчує своє існування; на північно-західних окраїнах Донбасу він переходить у подальшу зверху фауністичну зону.

2. Поряд з характерними для київського мергелю видами наявні Acarinina crassaformis та A. pentacamerata Subb., які вище не піднімаються.

3. Нижній радіолярійовий проверсток; малопотужні безкарбонатні глини, в яких форамініфери зникають зовсім.

4. Комплекс форамініфер київського ярусу без Acarinina.

5. Верхній радіолярійовий проверсток, збіднений на форамініфери.

6. Доверху мергель переходить у карбонатні, а згодом і безкарбонатні глини; кількість та видовий склад форамініфер поволі зменшуються, стають численнішими дрібні черепашки представників роду Bolivina; вище зберігаються піщані форамініфери, які теж швидко зникають, і безкарбонатні глини стають зовсім німими.

В наглинку ніяких мікроорганічних решток не виявлено. На північно-західних та північних окраїнах Донбасу фауна форамініфер переходить у вищі верстви, на підставі чого стратиграфічна схема еоценових і олігоценових відкладів може бути доповнена ще трьома мікрофауністичними зонами, які наймовірніше відповідають наглинку:

7. Зона примітивних піщаних форамініфер.

8. Радіолярійовий горизонт.

9. Спонголітовий горизонт.

З викопних молюсків у київському мергелі особливо часто зустрічаються Spondylus buchi Phil., Ostrea gigantea Sol., Pinna margaritacea Sow., Pseudamussium corneum Sow., Chlamys radkiewiczi Sok., Pecten pictus Goldf., Venericardia borissjaki Sok., V. tumida Koen. var. dnjeprovensis Slodk., V. divergens Desh. var. enitestita Slodk., Corbula henckeli Hyst., Crassatella woodi Koen., Arca domgeri Sok., Tomyris ukrainae Mich. та багато інших.

Часто в київському мергелі знаходять зуби, хребці і цілі кістяки риб, з яких А. Рогович визначив 34 види хрящових і 29 видів кісткових; переважають рештки акул, скатів та химер. Часто зустрічаються і решт-ки рослин, з яких І. І. Шмальгаузен визначив 11 видів водоростей і наземних рослин. Рештки рослин свідчать про напівтропічний клімат місцевостей, де вони росли. М. Й. Бурчак-Абрамович знайшов у київському мергелі рештки черепахи.

У верхній частині відклади київського мергелю завжди збагачені на пісок і поступово переходять у покривні піски або глини харківського ярусу. Ці перехідні верстви виділяють під назвою наглинку; середня товщина його коло 2 *м,* але інколи вона доходить і до 10 *м.*

У межах поширення порід докембрію Українського кристалічного щита літологічний склад верхнього горизонту київського ярусу міняється і стає дуже різноманітним. У верхньому його горизонті на схилах щита і Донецького кряжа переважають опокоподібні пісковики. В Дніпровсько-Донецькій западині їх заміщають зеленуватосірі, піскуваті глини, що вкривають голубий мергель.

Фауна у верхній частині київського ярусу більш одноманітна в порівнянні з її складом у мергелі. Не так різноманітний склад викопних молюсків; серед них характерні: Ostrea gigantea Sol., Vulsella kiewensis Slodk., Spondylus eichwaldi Fuchs, Tomyris ukrainae Mich., Mesalia fasciata Lam., Cardium parile Desh., Meretrix ex gr. regularis Slodk., Crassatella fuchsi Slodk. та ін.

Механічний і мінералогічний склад відкладів київського ярусу разом з рештками організмів, які в ньому є, свідчать, що осадки в київський вік відкладалися в морі, в умовах глибин континентального схилу. Глибина моря київського віку спочатку була невелика. Тоді утворювались відклади, перехідні до мілководних пісків бучацького ярусу. Поступово море досягло найбільшої глибини за часів акумуляції київського мергелю; у межах УРСР воно тоді мало найбільшу глибину за весь третинний період. Під кінець київського віку воно знову міліє і повільно зменшує свою площу.

Олігоцен. Харківський ярус (світа). Харківські відклади поширені на всій території Дніпровсько-Донецької западини. Підошвою його є верстви київського ярусу. Тільки в окремих місцях, де київські відклади розмиті, харківський ярус налягає на бучак або й на давніші породи. Верхня межа харківського ярусу завжди виразна: його вкривають дрібнозернисті піски полтавської світи, що різко відмежовуються від харківських відкладів. Поверхня останніх місцями має яскраві сліди розмиву, як це можна спостерігати у відслоненнях в районі Києва.

Відслонюються верстви харківського ярусу на берегах більшості річкових долин УРСР. Потужність їх, в середньому, не більша 40 *м*. В осьовій частині западини потужність збільшується: біля Полтави — понад 80, Краснограда — 69, Колонтаєва — 79,8, Кобеляк — 44, Стефанівщини — 44,8, Прилук — 59, Кирилівки — 62 *м*. Типовими породами є глинисті піски із значною домішкою глауконіту. В околицях Києва і в усій Дніпровсько-Донецькій западині харківський ярус виявлений дрібнозернистим піском з великою домішкою глауконіту. Крім того, для цього ярусу типові також опокоподібні глини, що іноді переходять у діатоміт. На окраїнах поширення харківських відкладів літологічний склад їх значно змінюється. В північно-східній частині Дніпровсько-Донецької западини, в районі м. Бєлгорода, до складу харківського ярусу, зверху вниз, входять: 1) зелена, щільна, безкарбонатна, сланцювата глина, 2) зелений глауконітовий з залізистими конкреціями пісок, 3) білий з жовтими плямами середньозернистий пісок, 4) зелений глауконітовий пісковик, подекуди з відбитками рослин, 5) зелена з жовтуватими плямами горизонтальноверствувата, схожа на трепел, кремениста глина, яку підстелює біла крейда. В цьому районі харківські відклади вкриваються верствами піску полтавської світи. На окраїнах Донецького кряжа відкладам харківського ярусу підпорядковані пачки верств кременистої опоки, глинистого трепелу, діатоміту та опокоподібних глин.

Гранулометричний склад пісків верхнього горизонту харківського ярусу досить різноманітний. Це характеризують такі цифри (дані Л. І. Карякіна):

Місцевість	Фракції в *мм*			
	>0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01
с. Тернова . .	8,04	68,15	11,67	12,14
х. Чорний . .	4,13	56,11	25,14	14,62

За даними Карякіна, харківський пісок з х. Чорного включає: 1) фракцію важких мінералів — магнетит, турмалін, епідот, гранат, авгіт; 2) фракцію кольорових мінералів — глауконіт (у невеликій кількості), гранат; 3) глауконітову групу — глауконіт та серицит; 4) кварц і польовий шпат, а також грудочки аморфного кремнезему.

Другою породою, дуже поширеною в харківському ярусі, є пісковики. Колір їх жовтувато-зеленуватосірий з бурими плямами й глинистими включеннями, які звітрюються швидше від пісковика, і тому останній стає пористим. Залягають пісковики лінзами, які звичайно досить швидко виклинюються. Товщина їх не перевищує 2 *м*. Будова пісковиків іноді змінюється, вони набувають вигляду кварциту або конгломератоподібної структури; в останньому разі спостерігаються включення невеликих конкрецій фосфориту. У кварцитоподібних пісковиках часто зустрічаються відбитки листя, хвої і трав.

Поширену породу харківського ярусу становить також глина. Вона переважно сіруватозелена, з жовтими і оранжовими розводами; у вогкому стані має яскравозелене забарвлення. Подекуди вона набуває вигляду трепелу. В усій верстві іноді зустрічаються залізисті й фосфоритові конкреції. Дослідження за допомогою важкої рідини мінералогічного складу глини харківського ярусу показало, що група важких мінералів складається з магнетиту, гранату, турмаліну, епідоту, авгіту й анатазу; з кольорових мінералів тут є глауконіт, слюди, рідше — гранат і піролюзит. Групу кварцу становлять кутасті, рідше — круглі зерна, розміром 0,05—0,1 мм. Зустрічаються жовтооранжові грудочки аморфного кремнезему і зерна глауконіту. Крім перелічених мінералів, у глині харківського ярусу іноді знаходяться конкреції фосфоритів, хімічний і петрографічний склад яких цілком відповідає фосфоритам київського ярусу.

Поширена в складі харківського ярусу трепелоподібна, опокоподібна і кременисто-глиниста порода завжди поступово переходить у глину. Самостійного горизонту в ярусі вона не утворює. Особливо часто зустрічається в басейні Дінця.

Органічні рештки в породах харківського ярусу зустрічаються досить часто. Це, переважно, панцири діатомових водоростей, радіолярій, спікули губок, численні рештки моховаток, молюсків тощо.

Найбільш поширеними і характерними представниками викопних організмів харківського ярусу вважають: Balanophyllia subirregularis Sok., B. cornu Sok., Trochicyatus discoides Sok., Flabellum sedicimcostatum Sok., Spondylus buchi Phil., Arca domgeri Sok., Limopsis costulata Goldf., Nuculella koeneni Sok., Cardita sublevicostata Sok., C. domgeri Sok., Astarte henckeli Nyst., A. dilatata Phil., Crassatella woodi Koen., Lucina gracilis Nyst., Chama montrosa Phil., Corbula aff. subspisum d'Orb., Dentalium acutum Hebert.

Переважна більшість цих представників тваринного світу характерна для нижнього олігоцену.

Олігоцен — неоген. *Полтавська серія.* В Дніпровсько-Донецькій западині відклади полтавської серії особливо поширені. Обсяг і стратиграфічні межі полтавської серії докладно розглянуті в розділі про геологічну будову Причорноморської западини.

У межах Дніпровсько-Донецької западини полтавська товща залягає на відкладах харківського ярусу, від яких вона часто відокремлюється поверхнею розмиву. Верхня межа її невиразна. Догори відклади її збагачуються на глинисту масу і переходять у глину, яка, завдяки своєрідному забарвленню, виділяється в *світу рябих глин*. Для уточнення стратиграфічного положення і висвітлення умов відкладання полтавської серії найбільш важлива південно-західна частина Дніпровсько-Донецької западини і суміжна з нею частина Причорноморської — в пониззі Дніпра і Молочної, зокрема басейн Самари і Вовчої. На заході Донецького кряжа до верхньої частини полтавської товщі приурочена пачка верств вогнетривких глин і вторинних каолінів, наприклад, родовища Часова Яру Володимирівки тощо. Рябі глини заміщуються каоліновими дрібнозернистими строкатоколірними пісками. По р. Осиковій у верхній частині полтавської серії лежать верстви міцних кременистих

пісковиків і кварцитів з численними відбитками коріння рослин. У відслоненнях по берегах р. Середньої Терси в рябих глинах виявлені конкреції гіпсу. Тут глина непомітно переходить у білий дрібнозернистий пісок.

Нові дані про склад рябих глин у цьому районі зустрічаємо по б. Вороній, в районі с. Мар'їнського (Федорівки). Там пісок цілком ідентичний з типовим полтавським. Та в цьому піску виявлено багату викопну фауну середньосарматських молюсків. Таким чином установлюється, що білі дрібнозернисті піски за одних стратиграфічних умов бувають німі, при пересуванні ж на південь знаходимо у них рясну фауну викопних молюсків. Рябі глини, своєю чергою, в одних випадках залягають на німих, а в інших — на палеонтологічно охарактеризованих пісках. Такі особливості залягання верств полтавського ярусу були відомі давно і знайшли різне пояснення в роботах О. В. Гурова, М. О. Соколова і М. П. Барбота де Марні, Н. В. Піменової, В. Д. Ласкарєва, Б. Л. Лічкова, Д. М. Соболєва, В. Г. Бондарчука та ін. У результаті робіт великого колективу геологів тепер олігоценово-неогеновий вік полтавської серії не викликає сумнівів. Але в багатьох місцях не можна встановити різницю між явно полтавськими пісками і палеонтологічно охарактеризованим неогеном. Це бачимо в басейні р. Самари, на Криворіжжі, Поділлі та ін. Таке складне взаємовідношення між переліченими відкладами пояснюється переміщеннями берегової лінії неогенових морів. Найцікавіші дані щодо цього дає аналіз узбережних відкладів середземноморського й сарматського ярусів.

Середня потужність відкладів полтавської серії дорівнює 20—25 *м*. Літологічний склад її більш-менш сталий. Найбільш поширені дрібнозернистий пісок, кременистий пісковик, вогнетривка глина та вторинний каолін. Під цими відкладами подекуди лежать пласти бурого вугілля, що промислового значення, здебільшого, не має.

Найхарактерніша порода полтавської товщі — пісок. Він переважно дрібнозернистий, рідше — середньозернистий. Колір піску здебільшого білий, часто нижня частина набирає жовтого забарвлення різної інтенсивності.

Гранулометричний склад полтавських пісків однорідний. Це видно з таких цифр (дані Л. І. Карякіна):

Місцевість	Розмір часток в *мм*			
	>0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01
х. Піщаний . .	1,03	96,57	0,29	2,11
сл. Варварівка	—	78,42	6.14	15,44

Перша фракція — частки діаметром понад 0,25 *мм* — складається з напівпрозорих, рідше матових, округлих або кутастих і гострокутних зерен кварцу. Фракція розміром 0,25 — 0,05 *мм* складена кутастими зернами кварцу; рідше зустрічаються лусочки серициту, окремі зерна магнетиту, сфену й гранату та інших мінералів. Такий же мінералогічний склад має і третя фракція, але зерна мінералів тут мало заокруглені. Залізисті пісковики та кварцити, підпорядковані піскам полтавської серії, залягають у вигляді плескатих витягнутих лінз або утворюють стяжіння в піску. На північно-західних окраїнах Донецького кряжа пісковики й кварцити займають верхню частину пісків полтавської серії. Цемент у пісковиках глинистий, залізистий або кременистий. В останніх двох випадках він базальний.

Мінералогічний склад пісковиків та кварцитів одноманітний. Головним породоутворюючим мінералом породи є кварц; рідше зустрічаються

зерна халцедону. З акцесорних мінералів виявлені рутил, силіманіт, дистен, ставроліт, турмалін, циркон, іноді — сфен, титаніт, ільменіт і лейкоксен. Хімічний склад кварцитів полтавського віку, використовуваних для виробництва динасу, показаний в таблиці (дані Клюшникова).

Порода	Питома вага	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	CaO	MgO	В. п. п.
Щільний кварцит сірожовтий . .	2,652	97,76	0,77	1,16	0,24	0,16	0,02	0,34
Приховано-кристалічний кварцит	2 655	95,14	1,44	2,47	0,25	0,40	0,03	0,68
Пористий крихкий кварцит . . .	2,660	97.65	1,10	0.95	0,04	0,36	0,11	0,30
Кременистий пісковик	2,660	97,94	—	1,90	0,17	0,14	0,07	0,28
Крихкий пісковик	2,664	89,00	4,57	2,34	1,16	0,16	0,38	2,10
Опокоподібна порода	2,661	97,00	0,33	2,27	0,22	0,25	—	0,42
Опокоподібна біла порода	2,657	95,26	1,52	2,80	0,12	0,36	0,07	0,40

Також часто у відкладах полтавської серії зустрічаються верстви глин. У Дніпровсько-Донецькій западині вони частіше трапляються у верхній частині товщі пісків, де поступово переходять в ярус рябих глин.

На окраїнах Донецького кряжа відклади глини розташовані переважно в нижній частині полтавської серії і підстелюють відклади піску. Глина залягає гніздами, у вигляді лінз і, рідше, верствами. Колір її білий, часто сірий, синюватий і навіть чорний. У забарвленні глини велику роль відіграють органічні рештки. В нижній частині полтавська товща збагачена на вуглисту масу, що входить до складу вуглистих пісків і, подекуди, вуглистої глини. Іноді рештки рослин утворюють поклади бурого вугілля у вигляді плоских лінз і проверстків. Верстви бурого вугілля значно поширені в Київському і Вишгородському районах. Товщина вугільного пласта у відслоненнях не перевищує 1 *м*, в середньому ж дорівнює 0,5 *м*. Якість бурого вугілля у Вишгородському районі досить висока; умови для розробок тут теж сприятливі.

Органічні рештки у вугіллі зустрічаються часто і виключно у вигляді відбитків листя та окремих частин рослин. З останніх відомі рештки секвой, пальм, синамом, лаврів, дубів, горіхів, фікусів, ів, кленів та ін. На підставі решток субтропічної рослинності Н. В. Піменова, що вивчала їх, прийшла до висновку про верхньоолігоценово-верхньоміоценовий вік відкладів полтавської серії. Цей висновок підтверджується і стратиграфічним її положенням.

Умови, в яких відкладались осадки в полтавському віці, ще не цілком з'ясовані, кожного разу вони були досить складні. Очевидно, білий полтавський пісок є відклад частково лагун і озер, а в основному це, напевне, еолові узбережні піски. Про це свідчать і окремі знахідки конгерій, які недавно виявлені у відкладах полтавської серії в районі Києва.

Р я б і г л и н и. Стратиграфічне положення рябих глин в Дніпровсько-Донецькій западині визначається внизу білими пісками полтавського віку, в які глини поступово переходять, а вгорі потужною верствою червонобурої глини четвертинного віку.

Літологія рябих глин складна: вони відзначаються величезною мінливістю гранулометричного складу й забарвлення і цілковитою відсутністю викопних органічних решток. Серед глини зустрічаються проверстки піску; самі глини більш-менш піскуваті і містять конкреції вуглекислого вапна. Колір їх змінний, від білого до темносірого й червоного, з плямами різних відтінків та інтенсивності.

У басейні р. Самари спостерігається цілковита подібність між верхньосарматськими, палеонтологічно охарактеризованими, і німими рябими глинами.

Поза межами поширення неогенових морських верств рябі глини нагромаджувалися від пізнього міоцену до початку акумуляції червонобурих глин, коли знову змінилися фізикогеографічні умови. В той час, коли південь УРСР був областю неогенових морів, більш північні райони, насамперед Дніпровсько-Донецька западина, являли собою низину, де відкладалися продукти руйнування кристалічних порід. Це підтверджується географічним розміщенням найбільш високосортних родовищ рябих глин та вторинних каолінів.

У результаті мінливості коливальних рухів положення берегової лінії неогенових морів безперервно мінялося. Час від часу вона далеко просувалася в межі Дніпровсько-Донецької западини. Узбережна зона й прилеглі райони западини тоді являли низинну, сильно зволожену сушу, в умовах якої нагромаджувалися строкато забарвлені піщано-глинисті осадки. Природно, що в межах континентального верхньотретинного комплексу, поширеного в Дніпровсько-Донецькій западині, мають літологічно виділятися відмінні одні від одних верстви, що відповідають окремим ярусам і горизонтам морських неогенових відкладів прилеглих до западини районів. Такі аналоги ярусів морського неогену в западині виявили І. Є. Слензак і О. В. Крашеніннікова. В світлі праць Крашеніннікової по-новому вирисовуються особливості палеогеографії Дніпровсько-Донецької западини в неогеновий час.

Гранулометричний склад рябих глин настільки змінний, що важко вказати результати аналізу, які характеризували б середній склад їх. Для прикладу можна навести дані механічного аналізу рябих глин Харківщини, досліджених Л. І. Карякіним:

Місцевість	Розмір часток в *мм*			
	>0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01
х. Деревенський	11,20	32,41	7,16	49,23
х. Барин . . .	15,39	50,40	10,45	23,76
ст. Іванівка . .	8,11	29,32	18,19	44,38

Частки розміром понад 0,25 *мм* складаються з сірих, напівпрозорих, з жирним блиском, зерен кварцу і бурих, неправильної форми, грудочок окислів заліза. Багато цих мінералів трапляється також і в подальших двох фракціях. Головну масу глини становлять глинисті частки, сіруваті й бурі.

Хімічний склад рябої глини теж мінливий. Для прикладу наводимо один з найбільш типових аналізів (дані Богданова):

SiO_2	60,72	K_2O+Na_2O . .	0,30
Al_2O_3	16,02	$CO_2+P_2O_5$ . .	сліди
Fe_2O_3	7,24	Гігр. H_2O . .	6,19
CaO	1,35	Гідр. H_2O . .	7,44
MgO	0,63	Орг. речовина .	0,26

Ряба глина подекуди утворює значні родовища, де її використовують на виготовлення вогнетривких виробів та будівельної цегли. Найголовніші родовища розташовані на Чернігівщині, Харківщині та Київщині.

Четвертинна система

Четвертинна система в Дніпровсько-Донецькій западині має дуже складну будову. До її складу входять різні генетичні типи континентальних осадків: елювіально-делювіальні, алювіальні, льодовикові, флювіогляціальні, гляціо-алювіальні і еолові. Окремі генетичні типи осадків

і окремі їх групи за віком у своєму розміщенні тісно пов'язані з особливостями рельєфу. Особливо велику роль у цьому відношенні відіграє долина Дніпра.

Четвертинні відклади Дніпровсько-Донецької западини і прилеглих районів вивчало багато дослідників. Багато фактичних даних і узагальнень зібрано в працях В. В. Докучаєва, О. П. Павлова, І. Ф. Леваковського, Н. Д. Борисяка, М. П. Барбота де Марні, К. М. Феофілактова, С. М. Нікітіна, П. П. П'ятницького, М. О. Соколова, М. І. Андрусова, К. І. Лісіцина, О. Г. Набоких, В. Д. Ласкарєва, Л. С. Берга, П. А. Тутковського та ін.

У радянський час дослідження четвертинних відкладів здійснювалися планомірно в небачених до того великих масштабах. Питання четвертинної геології вивчали В. А. Обручев, А. Д. Архангельський, В. Р. Вільямс, О. К. Алексєєв, А. А. Красюк, Г. Ф. Мірчинк, М. М. Страхов, Б. Л. Лічков, Д. М. Соболев, С. С. Соболев, В. М. Сукачов, В. В. Різниченко, М. О. Мельник, Д. К. Біленко, Р. Р. Виржиківський, Г. І. Молявко, О. І. Москвітін, О. М. Жирмунський, І. П. Герасимов, К. К. Марков, С. О. Яковлєв, М. І. Дмитрієв, В. І. Крокос, В. І. Громов, В. П. Гричук, А. П. Ромоданова, М. Ф. Веклич, І. Л. Соколовський, О. І. Дзенс-Литовський, Є. М. Матвієнко, М. М. Жуков, І. Г. Підоплічко, П. К. Заморій, В. Г. Бондарчук, О. Н. Соколовський і багато інших.

Незважаючи на виняткову велику кількість робіт, присвячених четвертинним відкладам, єдиного погляду про вік, принципи стратиграфічного поділу їх в УРСР та умови і способи відкладання найбільш поширеного типу четвертинних осадків — лесу, у дослідників, що займалися їх вивченням, ще нема.

На підставі багатого фактичного матеріалу, зібраного в Дніпровсько-Донецькій западині і в прилеглих до неї районах, а також враховуючи спостереження багатьох інших дослідників, ми приймаємо, що в межах цієї западини виявлені нижній, середній, верхній та сучасний відділи четвертинної системи. Кожний з відділів включає декілька ярусів відкладів, як то показано на нашій схемі стратиграфічного поділу четвертинних відкладів 1955 р. (табл. 24).

Нижньочетвертинні відклади. Скіфський ярус. *Червонобура глина.* В Дніпровсько-Донецькій западині скіфський ярус представлений лише товщею червонобурої глини. В Придніпров'ї червонобурі глини лежать під лесом або підморенними прісноводними лесоподібними суглинками. З лесом вони часто пов'язані поступовим переходом. Залягають червонобурі глини на рябих глинах, а там, де останні розмиті, на пісках полтавського ярусу. Перехід від бурих до рябих глин щодо забарвлення поступовий і непомітний.

Потужність бурих глин значна. В межах осьової частини западини вона досягає 15 — 17 *м*; до окраїн западини потужність зменшується, але там, де глина не розмита, все ж досягає 9 *м*. Нижня частина товщі глин має забарвлення оливково-зеленуватосіре з бурими, червоними і жовтими плямами і білими включеннями вуглекислого вапна. Часто в червонобурих глинах зустрічаються включення гіпсу у вигляді окремих кристалів і друз.

В міру просування на схід потужність червонобурих глин зменшується; на схилах Середньо-Російської височини, наприклад у Богодухівському районі, вона не перевищує 3—5 *м*. У підошві червонобурих глин там залягають відклади різного віку і складу, від пісків полтавської серії до мергелів крейдової системи.

З наближенням до Донецького кряжа потужність товщі червонобурої глини зменшується. На самому кряжі глини відсутні, очевидно знищені процесами денудації. Немає червонобурих глин також на терасах Дніпра і його приток. Північна межа поширення цих глин в цілому

Таблиця 24

Схема стратиграфічного поділу четвертинних відкладів Дніпровсько-Донецької западини

Відділи (епохи)	Яруси (віки)	Горизонти наверствувань	
Сучасний, Q_4		Сучасні відклади	
Післяльодовиковий (голоцен), Q_3	Азово-Чорноморський, Q_3	Алювій заплавних терас Еолові піски на терасах	
Льодовиковий (плейстоцен), Q_2	Поліський, Q_2^3	Алювій других терас Флювіогляціальні піски й суглинки	
	Прип'ятський, Q_2^2	Флювіогляціальні піски й суглинки	*Лес і лесоподібні суглинки* з 1—2 горизонтами похованого грунту
	Дніпровський, Q_2^1	Морена. Флювіогляціальні відклади	Лес і лесоподібні суглинки з 3—4 горизонтами викопного грунту
Дольодовиковий (постпліоцен), Q_1	Тираспольський, Q_1^2	Річкові і озерні відклади з Vivipara diluviana Kunth. та Corbicula fluminalis Müll. Алювіальні піски й суглинки. Галечники району гори Пивихи	
	Скіфський, Q_1^1	Червонобура глина	
Неоген	Рябі глини		

збігається з південною межею Полісся. Північніше сіробурі й зеленуватосірі глини, що їх заміщають, збереглися окремими островами. На Лівобережній низині північна межа поширення червонобурих глин схематично проходить через південну частину Чернігівського району на північний схід—до долини Іпуті в Стародубському і Брянському районах У цілому межі поширення червонобурих глин збігаються з межами лесу.

Район	Фракції в *мм*					
	Пісок		Дрібний алевроліт та мул		Глина	
	1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001
Київ	7,91		25,15	40,74	9,47	16,73
Красносілля	1,03	3,85	9,32	53,52	31,20	1,08
Онуфріївка, р. Ворскла	0,50	3,20	9,80	51,16	29,84	5,50
Красна Гірка	1,65	0,15	11,14	48,77	24,23	6,06
Богданівка	0,28	7,00	11.36	39,37	13,69	28,30
Шведська Могила	—	4,87	39,43	26,49	3,01	36,20
Бешкине	1,00	0,40	0,28		98,32	
Пересічне	15,62	58,44	1,25		24,69	
Калниця	23,83	42,35	9,12		24.69	
б. Сухенька, р. Ворона	0,17	1,48	3,65		94,70	
Ясинувата	2,17	9,60	6,15		82,10	
х. Деревенський	15,03	48,96	5,23		30,78	
х. Пастернак	5,41	2,00	16,52		76,07	

Найтиповіше вони представлені в частинах Дніпровсько-Донецької і Причорноморської западин, у районах залягання багатоповерхової і потужної серії лесу. На цій підставі можна робити висновки, що червонобурі глини і лес півдня Російської рівнини є аналогічними утвореннями щодо умов акумуляції осадків і подальшого їх діагенезису, в першу чергу в залежності від процесів грунтоутворення.

Гранулометричний і хімічний склад червонобурих глин змінний. (див. таблицю на стор. 444 внизу).

Наведені аналізи дають картину дуже неоднорідного складу червонобурих глин. Однак, коли виключити декілька зразків дуже піскуватих глин, то одержимо загальний склад глин, в яких піску не більше 1,40 — 7,91%, мулу — 50 — 65% і глини від 24 до 98,2%. Змінність гранулометричного складу червонобурих глин великою мірою залежить від складу підстелюючих їх відкладів. Хімічний склад червонобурих глин у різних районах Дніпровсько-Донецької западини такий:

Район	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	$\frac{FeO}{TiO_2}$	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	В. п. п.
Київ	71,06	12,83	6,25	0,30	2,07	0,98	0,26	1,64	13,43
Богданівка	50,56	19,20		—	7,15	1,98	—	—	9,26
Вовнянка	57,56	22,18	4,37	—	5,78	2,00	—	—	9,52
Харків	78,80	8,91	8,24	—	3,07	0,78	—	—	—
Бешкине	62,89	16,39	6,08	0,58	4,91	0,27	0,34		8,03
б. Ясинувата	56,34	11,26	5,62	—	9,94	0,57	—		15,27
Київ, Юрківська вул.	71,22	14,91	5,60	—	1,69	0,28	1,12		5,18
	74,16	12,27	5,79	—	1,56	0,18	1,19		4,40
	69,16	15,99	6,23	—	2,00	0,40	—		6,24
	71,01	15,99	5,44	—	1,15	0,40	1,12		4,99
	68,99	14,59	5,84	—	1,47	0,16	1,52		5,21
	72,36	14,94	4,42	—	2,20	0,30	0,50		4,82
Магдалинівка	50,56	19,20	—	—	7,15	1,98	—		9,26
Пишківка	68,20	8,13	3,16	—	8,09	0,46	—		8,32
Новгород-Сіверський	65,49	16,74	6,70	—	1,12	0,23	—		9,14

Як видно з наведених даних, у хімічному складі червонобурих глин переважає кремнезем. Кількість глинозему не перевищує 20%. Солей калію і натрію в червонобурих глинах Дніпровсько-Донецької западини значно менше, ніж у тих же глинах Причорноморської западини. Сполук кальцію і заліза в глинах небагато. Крім цього, в їх складі встановлена наявність 0,45 — 0,51% гумусу.

Мінералогічний склад червонобурих глин досить однорідний. Переважають такі мінерали: кварц, плагіоклаз, ортоклаз, кальцит, каолін, лімоніт, серицит, турмалін, біотит, піролюзит, пірит, гранат, гіпс та інші. Коли виключити з цього списку мінерали епігенетичного походження—кальцит, піролюзит і гіпс, то скелетна частина червонобурих глин виявляється дуже одноманітною. Наявність свіжих польового шпату, турмаліну й гранату не виключає того, що джерелом матеріалу для утворення червонобурої глини могли бути продукти руйнування кристалічних порід, транспортовані льодовиком і відкладені після складного комплексу геологічних процесів їх переробки.

Органічних решток у червонобурих глинах в корінному заляганні майже немає. Останнє пояснюється, очевидно, значною мірою метаморфізації червонобурої глини і розкладом органічних мас в умовах посиленої аерації та значної циркуляції грунтових вод. Серед органічних решток в глинах виявлені кістки хребетних і черепашки наземних молюсків, очевидно у вторинному похованні.

Питання походження червонобурих глин розглядали І. Ф. Сінцов, М. О. Соколов, О. Г. Набоких, М. О. Православлєв, І. Левінський,

Б. В. Пясковський, В. І. Крокос, П. Я. Армашевський, О. В. Гуров, М. І. Дмитрієв, А. Д. Архангельський, Д. М. Соболев, П. К. Заморій та ін. У світлі сучасних даних походження червонобурих глин вважається елювіально-делювіальним. Це своєрідна кора звітрювання, грунт, що сформувався в умовах теплого (і, очевидно, вогкого) клімату. Час відкладання цієї глини в Дніпровсько-Донецькій западині і по всій території Української РСР є завершенням дуже тривалого етапу геологічного розвитку півдня Російської платформи і початком нового його етапу.

В результаті довгої історії коливальних рухів і посиленої акумуляції осадків на кінець третинного і початок четвертинного періоду південна частина Російської платформи являла собою низинну, очевидно сильно зволожену, сушу. Річкова система в її межах була не дуже врізана, оскільки базис ерозії стояв тоді набагато вище від сучасного і енергія рельєфу була дуже незначна.

Поверхня низинної рівнини віку червонобурої глини стала субстратом, на який накладалися подальші генерації форм сучасного рельєфу і пізніші комплекси четвертинних відкладів.

Тираспольський ярус. Відклади тираспольського ярусу мають обмежене поширення. Вони залягають на терасах у річкових долинах. У долині Дніпра і його приток відклади цього ярусу виповнюють давні долини і складають цоколь четвертих (третіх надзаплавних) терас. У долині Дністра в районі м. Тирасполя, де відклади цього ярусу вперше виділив О. П. Павлов, вони цілком складають четверту терасу. Утворення осадків тираспольського ярусу відбувалось за своєрідних умов, основною рисою яких було значне загальне підняття півдня Російської платформи в кінці пліоцену і на початку четвертинного періоду. У зв'язку з цим сталося дуже значне врізання річкових долин, сильно перепоглиблених у порівнянні з сучасним. Тоді утворився різкий, досить розчленований долинно-балковий рельєф. Річкові долини стали великими. Значна кількість їх виробила врізані меандри, як те особливо яскраво виявлено в долині Дністра.

Ложа давніх долин у районах, прилеглих до окраїн Українського кристалічного щита, встелені піщано-галечниковими відкладами. Останні в долині Дніпра виявлені в районі Кременчука, біля Пивихи тощо. Грубоуламковий давній алювій поширений у більшості розвинутих долин річок, розміщених на Українському кристалічному щиті і в прилеглих до нього районах. Вищі горизонти давніх алювіальних відкладів у долині Дніпра і його приток складають верстви білого перемитого піску з проверстками і лінзами суглинку та глини. У верхній частині давні алювіальні відклади перекриті пісково-галечниковими флювіогляціальними відкладами дніпровського зледеніння. Потужність алювіальних відкладів тираспольського ярусу в пониззі Прип'яті — 26,70 *м*, біля Яготина — 25,50, Переяслава-Хмельницького—9, Гребінки—11,60 *м* і т. д.

Гранулометричний склад давніх алювіальних відкладів одноманітний. У піскових фаціях їх переважають частки 1—0,05 *мм*,—вони становлять понад 80% їх маси. Алювіальні глини теж піскуваті. Головна маса їх — 78 — 90% — це частки в 0,01 *мм*. Крупніші фракції цих пісків становлять заокруглені кварцові зерна. У дрібніших фракціях,— 0,25 *мм*,—зустрічаються зерна польових шпатів, гранату, лімоніту, лусочки слюд, а також дрібні уламки черепашок молюсків.

Органічні рештки в давніх алювіальних пісках трапляються відносно рідко. Найбільшу кількість їх зібрано у відслоненнях терасових відкладів Дніпра в районі с. Попівки, біля Градизька, в с. Гуньках на нижньому Пслі та на Канівщині. З числа викопних представників четвертинної фауни в цих відкладах виявлено рештки: Vivipara diluviana Kunth, V. mammata Sobba, V. fasciata Müll., Melanopsis esperoides Cob., Theodoxus semiplicatus Müll., Unio crassus Retz., Corbicula fluminalis Müll. і багато інших.

Алювіальні відклади верхньої тераси Дніпра перекриті флювіогляціальними піщано-галечниковими відкладами дніпровського (риського) зледеніння. Цим незаперечно встановлюється дольодовиковий вік їх. Про це саме свідчить і наявність характерних представників викопних четвертинних молюсків Vivipara diluviana Kunth і Corbicula fluminalis Müll. На цій підставі необхідно дещо знизити вік давніх алювіальних відкладів з Vivipara diluviana Kunth в басейні Дніпра проти прийнятого нами раніш і відносити їх до нижнього відділу четвертинної системи.

Середній відділ четвертинної системи. **Плейстоцен.** Літологічний склад відкладів, віднесених до плейстоцену, дуже змінний. Їх об'єднує однакове походження, пов'язане зі зледенінням. На нашу думку, в історії четвертинного періоду на Європейській території СРСР була лише одна льодовикова епоха, протягом якої площа поширення льодовиків мінялась і край зледеніння зміщувався в дуже широких межах. У літогенезі на території Дніпровсько-Донецької западини позначилися три льодовикові віки: 1) давній—максимального, або дніпровського, зледеніння, 2) середній, або прип'ятський—прип'ять-окського зледеніння і 3) пізній — поліського (оршанського) зледеніння. Відповідно до цього плейстоценові відклади поділяються на яруси: дніпровський, прип'ятський і поліський.

Дніпровський ярус. Складний комплекс гляцигенних відкладів часу дніпровського зледеніння відкладався за умов максимального поширення льодовиків. На півдні Російської рівнини тоді створилися складні фізикогеографічні умови. При максимальному зледенінні майже вся територія Дніпровсько-Донецької западини була вкрита льодом. Край льодовика поширювався на прилеглі до западини Український кристалічний щит і Воронезький кристалічний масив. У подальші геологічні віки морена дніпровського зледеніння в межах дніпрової долини була на значній території розмита.

Верстви гляцигенних порід, що входять до складу дніпровського ярусу, представлені генетично пов'язаними гляцигенними фаціями — моренною, флювіогляціальною і лесовою.

Нагромадження льодовикових відкладів у Придніпров'ї різні. На західній окраїні зледеніння, на схилах Українського кристалічного щита, відомі поклади валунного матеріалу у вигляді озів та фронтальних морен. Залишки їх, що збереглися від розмиву, утворюють горбастий рельєф і позбавлені будь-якого покриву з четвертинних відкладів. Залишки фронтальних морен відомі в Бердичівському, Вчорайшенському, Житомирському, Попельнянському, Коростишівському та інших районах. З наближенням до Дніпровсько-Донецької западини морена дніпровського зледеніння вкривається переважно флювіогляціальними відкладами та лесом. У цих випадках перехід від морени до вкриваючих і підстелюючих її відкладів поступовий. Одночасно в ряді районів спостерігаються яскраві контакти між мореною і вкриваючим її лесом (рис. 70).

Межі валунних відкладів дніпровського зледеніння проходять від басейну Горині на південний схід до Словечного, на Лугини, західніше Володарська-Волинського, на Житомир, далі в долину р. Гуйви, на Ружин, південно-західніше Потієва, Жашків, Лисянку, Вільшанку, Ротмистрівку, Олександрівку, гирло Орелі. Від останнього межа валунних відкладів поширюється на північ східніше Кобеляк, на Нові Санджари, східніше Решетилівки, Шишаки, Комишню, Гадяч, Штепівку і далі на північ східніше м. Білопілля. Потужність моренних відкладів більшістю не перевищує 10 *м*.

Гранулометричний склад моренних відкладів у Дніпровсько-Донецькій западині різний. Включення грубих часток змінюється в широких межах,—відомі валуни понад 1,5 *м* діаметром. Склад валунів вивчений В. М. Чирвінським, що встановив серед них численних представників порід з Кольського півострова і північного краю взагалі. Серед валунів найбільш поширені граніти, гнейси, кварцит, жильний кварц, пісковик, аркоз, амфіболіт, кристалічні сланці, кристалічні вапняки. Відома значна кількість валунів з місцевих порід. У западині в складі льодовикових

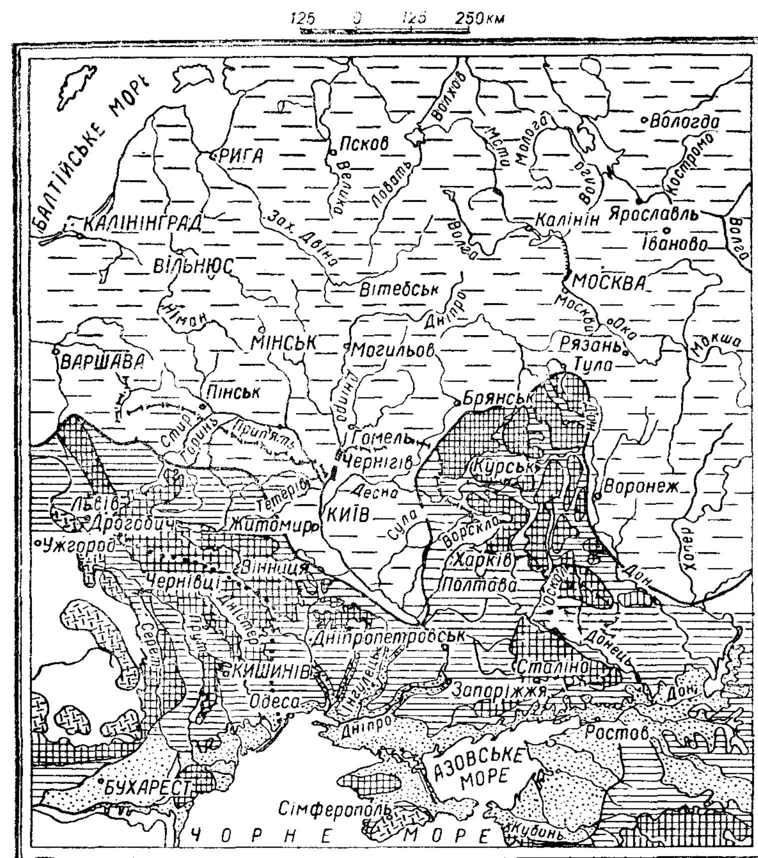


Рис. 70. Палеографія території УРСР за дніпровського льодовикового віку.

1 — область дніпровського зледеніння; *2* — зледеніння в Карпатах і Криму; *3*—область діяльності льодовикових вод та вітру; *4*—евксинське море; *5*—область льодовикового звітрювання; *6* — східна межа пошнрення карпатської гальки.

відкладів трапляються продукти руйнування порід, що беруть участь у будові соляних куполів. Вони утворюють своєрідні ареали розсіювання, вироблені льодовиковою абразією і розмивом флювіогляціальними водами. Такі ареали відомі в районі Висачок, Лубен, Ромен тощо. Моренні валуни включені в пісково-глинисту масу, де високий процент становлять частки пилу та глини, співвідношення між якими дещо нагадує співвідношення між ними в лесі. Мінералогічний склад морен, визначений за допомогою рідини Туле, характеризується такими даними. Перша фракція (питома вага 3,1417) складається з бурих і червонобурих зерен бурого залізняку; форма їх неправильна і розмір більший

порівняно з частками інших мінералів. Рідше зустрічаються зерна рожевого та інших кольорів гранату, залізняку й магнетиту тощо. Дальша фракція (пит. в. 3,1417—2,9460) майже цілком складається з темнозелених зерен рогової обманки. Зустрічаються також зерна авгіту, звітреного гранату і скупчень бурого залізняку. З цих же мінералів та біотиту складається третя фракція (пит. в. 2,9460 — 2,7490). Ще легші фракції мінералів морени становлять зерна кварцу, плагіоклазу, ортоклазу, мікрокліну тощо. Складові частини морени у більшості випадків зовсім свіжі або незначно звітрені.

Хімічний склад морени з району с. Сорокопень характеризують такі дані:

SiO_2	83,23	MgO	0,17
Al_2O_3	7,09	Na_2O	1,08
Fe_2O_3	3,01	K_2O	0,79
CaO	1,00	В. п. п.	4,11
		Разом	100,48

У цілому морена в межах Дніпровсько-Донецької западини за мінералогічним і хімічним складом нагадує лес. Така близькість складу цих двох типів порід підкреслює їх генетичний зв'язок: морена служила головним джерелом матеріалу для утворення лесу.

Значне поширення в Придніпров'ї, поряд з мореною, мають флювіогляціальні відклади. Вони представлені підльодовиковими, надльодовиковими і передльодовиковими верствами. За літологічним складом флювіогляціальні відклади різко відокремлюються в межах Правобережної височини. В Дніпровсько-Донецькій западині вони поступово і непомітно переходять як у лес, так і в морену. В річкових долинах відклади мають значну потужність і переходять в алювіальні відклади. Від останніх вони відрізняються наявністю валунів і гальки кристалічних порід.

У долині Дніпра потужність флювіогляціальних відкладів досягає 25 *м*. За віком вони дещо молодші від флювіогляціальних відкладів Правобережжя і належать до прип'ять-окської стадії зледеніння.

На Правобережній височині флювіогляціальні відклади дніпровського зледеніння поширені на великій вододільній площі Прип'яті, Південного Бугу і Дніпра. Потужність їх близько 5 *м*. В основному це середньозернисті, ускісноверствуваті глинисті піски. В пісках зрідка трапляється галька пегматиту, граніту, вапняку. Діаметр гальки не перевищує 1 *см*. Переважає галька з місцевих порід.

Серед відкладів дніпровського ярусу на Лівобережній низині особливо велике поширення і велике значення мають лес і лесоподібні суглинки. Північна межа лесу в Дніпровсько-Донецькій западині проходить у напрямку Городня — Щорс — Шостка — Сєвськ. В околицях Чернігова лес становить покривну породу; на південний захід від міста він заміщений флювіогляціальним піском. Південніше лес вкриває всю територію, за винятком річкових долин і нижніх надзаплавних терас. Лес дніпровського ярусу у западині поширений на вододільних просторах. Потужність його залежить від особливостей дочетвертинного рельєфу і значно збільшується в його пониженнях. У сторони від долини Дніпра, на схід — до Середньо-Російської височини і на захід — до Правобережної височини, потужність лесового покриву поступово зменшується. На самих високих частинах вододілів Дніпра — Дону і Дніпра — Південного Бугу — Дністра лесу немає. Максимальна потужність лесового покриву в межах Дніпровсько-Донецької западини не перевищує 25 — 28 *м*.

Інша особливість лесової товщі Дніпровсько-Донецької западини — це наявність викопних грунтів. Гумусові горизонти в товщі лесу не складають окремих проверстків у звичайному розумінні, а становлять темніше забарвлені частини єдиного розрізу лесової товщі (рис. 71). Гори-

зонтів викопних грунтів на Лівобережжі, як і в інших районах УРСР, завжди більше там, де більша потужність лесу. Так само не зберігають гумусові горизонти свого положення в розрізі лесу і зустрічаються в різних його частинах. Ці закономірності свідчать, що грунти у дніпровському віці утворювалися в процесі відкладання лесу дніпровського ярусу. В районі поширення дніпровського льодовика в товщу лесу вклинюється морена й флювіогляціальні відклади. Останні часто мають вигляд озерних зеленуватосірих суглинків. Морена ділить лесову товщу Дніпровсько-Донецької западини на підморенний і надморенний горизонти.

Лесовий комплекс північно-східної частини УРСР виділяється значною піскуватістю. Наявність грубших уламків у лесі взагалі становить його характерну особливість.

Район	Фракції в *мм*					
	1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001
Кролевець	1,60	18,98	39,71	21,10	—	—
Новгород-Сіверський	0,89	29,74	38,38	22,34	1,54	7,11
Седнів	0,17	5,39	61,48	26,99	2,37	5,03
Бас. р. Псла . . .	0,13	3,49	24,72	36,23	8,38	27,05
Там же—підмор. лес	0,07	2,50	57,17	40,26	—	—
Полтава	0,67	3,25	18,69	40,38	11,47	25,44
»	0,78	2,02	27,41	38,76	5,39	30,64
Бас. р. Самари .	0,08	3,04	18,44	78,44	—	—
Бердичів	8,29	14,14	34,40	21,48	4,77	17,32
Київ	0,54	9,67	64,94	12,96	2,27	9,62
с. Лізки, окраїни Донбасу, р. Донець	0,28	6,21	52,40	28,88	0,53	11,68

Як видно з таблички, гранулометричний склад лесу в Дніпровсько-Донецькій западині дуже змінний. У межах вододільних просторів лесовий покрив неоднорідний. Змінність механічного складу простежується не тільки по поширенню, але і в розрізі.

Хімічний склад лесу дніпровського ярусу також змінний. У першу чергу слід відзначити наявність у лесах солей, що іноді становлять 9—14% усієї маси породи. Про характер співвідношень компонентів лесу уявлення дає табличка хімічного його складу:

Район	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	SO_3	R_2O	В. п. п.	Сума
Київ	74,61	10,05	3,10	0,43	2,50	0,22	0,43	1,88	4,42	
Полтавщина . . .	70,16	8,38	2,88	—	5,22	1,38	2,06	1,55	8,27	99,90
Бешкине	62,08	11,88	4,78	0,49	8,71	0,46	0,55	1,14	9,41	—
Колонтаївка . . .	81,85	7,31	3,51	—	1,19	1,90	—	3,10	0,11	—
Харківщина . . .	66,31	8,68	2,68	0,61	10,27	0,79	—	1,38	9,50	
»	73,61	9,71	3,89	0,67	4,59	0,75	—	1,28	5,63	
Бас. р. Самари . .	67,86	9,95	3,65	—	6.50	1,00	—	—	17,55	
»	78,58	11,31	0,77	—	0,85	0,20	—	—	5,20	96,91
Одинці	78,85	6,61	2,79	—	6,00	1,21	—	—	5,24	—
Київ, лес	71,36	8,00	3,16	—	5,19	1,21	2,06	1,09	7,70	98,77
» підморенний лес	69,47	7,23	5,33	—	5,25	0,88	1,97	0,97	9,00	100,10
» » »	69,00	6,06	2,14	—	9,01	1,42	1,80	1,11	9,52	100,06

Кількість гумусу в лесі змінюється від 0,3 до 2% і більше. Розподілений гумус у розрізі лесової товщі більш-менш рівномірно. Горизонти похованого грунту при цьому виявляються, порівняно до інших частин лесової товщі, дуже незначно збагаченими на гумус. Це підтверджують аналітичні дані (табл. 25).

Розподіл гумусу в лесі і в горизонтах похованого грунту свідчить про те, що гумусові смуги в лесовій товщі Дніпровсько-Донецької западини не мають тих ознак, які б дозволяли розглядати їх як стратиграфічні горизонти у звичайному розумінні. Наявність гумусу у лесі і поховані в ньому грунти є ознакою процесу седиментації лесових товщ при формуванні кори звітрювання на поверхні по-різному зволоженої низини.

Ретельне дослідження складу лесу за допомогою шліфів, важких рідин тощо виявило в ньому значну кількість мінералів. Наприклад, у лесах харківської частини западини виявлено в складі фракції >0,25 *мм* округлі зерна кварцу, лімоніту й карбонату кальцію. У дрібніших фракціях виявлені безколірні, прозорі або жовтуваті грудочки карбонату кальцію, звітрілі зерна польового шпату, лусочки слюд, зерна лімоніту й турмаліну, зерна глауконіту, уламки спікул губок, кварц і марганцеві бобовинки. Фракцію важких мінералів становлять пірит, гематит, піролюзит, гранат, турмалін, ставроліт, олівін, епідот, сфен, авгіт, апатит, силіманіт. До складу інших фракцій входять польовий шпат, кварц, хло-



Рис. 71. Відслонення морени і лесу. Канівський район.

Таблиця 25

Розподіл гумусу у товщі лесу Полтавщини з вододілу Ворскла—Орчик
(дані П. К. Заморія)

Горизонт	Глибина від поверхні	% вологи	% CO_2	% гумусу
Лес I горизонту	2,10—2,20	4,88	5,93	0,44
Похований грунт I	3,10—3,20	5,28	6,41	0,86
Лес II горизонту	4,10—4,20	3,95	7,42	0,23
» » »	6,10—6,20	5,23	6,71	0,44
Похований грунт II	9,65—9,75	7,00	1,56	0 92
Лес III горизонту	11,00—11,10	5,65	8,40	0,37
Похований грунт III	13,60—13,70	7,00	4,68	0,54
Лес IV горизонту	18,00—18,10	6,73	6,21	0,35

рит, глауконіт, серицит, біотит, лімоніт тощо. Співвідношення між кількостями окремих мінералів у лесі змінне в різних частинах Дніпровсько-Донецької западини. Леси западини за мінералогічним складом значно відрізняються від лесів інших частин південного заходу Російської рівнини. У світлі фактичних даних про мінералогічний склад лесу повідомлення А. С. Рябченкова про виняткову однорідність лесу УРСР (1955) викликають сумніви.

Викопні органічні рештки в лесі дніпровського ярусу зустрічаються взагалі рідко. Серед останніх відомі переважно кістки ссавців і черепашки молюсків. З решток хребетних особливо часто трапляються кістки гризунів-землериїв, мамонта, тура, вівцебика, печерного ведмедя та ін. Особливо значна кількість кісток ссавців знаходиться в місцях поселень доісторичної людини. Значно частіш у лесовій товщі зустрічаються черепашки викопних молюсків. Розміщення їх решток у розрізі лесу закономірне. У верхній частині товщі переважають наземні форми, нижче — прісноводні: Planorbis planorbis L., Paraspira leucostoma M ü l l., Radix ovata D r a p., Gyraulus rossmaessleri A u e r b., G. albus M ü l l. тощо. В нижчих горизонтах лесу і, зокрема, в підморенній частині ярусу переважають або ж тільки зустрічаються черепашки прісноводних молюсків (Бондарчук, 1933). В районі поширення морени дніпровського зледеніння лес цього ярусу, природно, поділяється на два стратиграфічні горизонти,—підморенний і моренний,—генетично нерозривно зв'язані з стратиграфічним горизонтом морени. Поза межами поширення зледеніння лес дніпровського ярусу утворює єдину товщу, на сіропальовому фоні якої виступають лише одна — чотири темносірі смуги викопних грунтів.

П р и п' я т с ь к и й я р у с. Утворення середнього ярусу плейстоцену в Дніпровсько-Донецькій западині пов'язане з розвитком прип'ять-окського зледеніння. Площа цього зледеніння була значно менша площі дніпровського, але воно лишило відклади, що відіграють дуже важливу роль у будові четвертинної системи Лівобережної низини.

Відклади морен прип'ять-окського зледеніння в Дніпровсько-Донецькій западині виявлені в кількох районах. Край зледеніння заходив на правий берег пониззя Прип'яті. Морени натиску і рельєф горбів-витисків виявлено в районі Мозиря, Чорнобиля. Вниз по Дніпру край прип'ять-окського зледеніння доходив, очевидно, до Кременчука. Відклади морен цього зледеніння відомі в районі Гомеля.

Відкладання осадків прип'ятського ярусу і поширення їх в межах Дніпровсько-Донецької западини відбувалось за складних умов. Загалом їх характеризують такі риси. В міру відступання краю дніпровського зледеніння, за його межами посилювалась ерозійна діяльність рік. У дніпровсько-прип'ятський міжльодовиковий час Дніпро значно поглибив свою долину, яка була вироблена в наносах дніпровського ярусу. Подекуди розмив досяг корінного ложа або зупинився в давніх річкових відкладах чи дніпровських флювіогляціальних верствах.

Новий етап у геологічному розвитку Дніпровсько-Донецької западини належить до дальшої фази — прип'ять-окського зледеніння, коли край льодовика просунувся в долину середнього Дніпра. Долинний льодовик зайняв майже всю площу теперішньої моренної тераси. В міру просування льодовика в долині Дніпра та його приток, у прохідних долинах та пониженнях відкладалися флювіогляціальні та алювіальні верстви. В долині Дніпра вони вкриті мореною. Надморенна товща прип'ятського ярусу представлена пісками флювіогляціального походження, озерними суглинками, лесом і лесоподібними породами. Верстви їх залягають на лівобережній моренній терасі Дніпра та на його правобережжі між долинами Прип'яті і Росі. Тераса прип'ятського віку займає великі простори — колосальне межиріччя Прип'ять—Дніпро—Сож—

Десна. На цій терасі стоїть м. Чернігів. На правобережжі Дніпра тераса прип'ятського віку поширена на всьому просторі між краєм щита і долиною ріки. Зокрема вона яскраво виявлена в районі Києва. Вище від міста вона підходить до Бабиного Яру, далі ухиляється на південний схід і поширюється до Василькова. Київ стоїть на останцях рельєфу первинної рівнини. Біля нього межа поширення гляцигенних відкладів прип'ять-окського зледеніння збігається з долиною Либеді. В прилеглих до міста районах над поверхнею тераси прип'ятського віку піднімаються останці більш давнього рельєфу, як Голосієве, Батиєва гора, численні останці в районі Пущі Водиці, Поста Волинського тощо. Поверхня прип'ятської тераси в цілому рівнинна. В районах, прилеглих до долин великих рік, вона розчленована глибокими ярами та балками. Фізіографічні риси цієї тераси зберігаються на великих просторах.

Морена прип'ять-окського зледеніння на моренній терасі Дніпра лежить на глибині близько 12 *м*; це — товща жовтуватосірого лесоподібного піскуватого суглинку або піску, іноді до 10 *м*. Літологічний склад її завжди змінний. Для ілюстрації можна навести наверствування валунних відкладів в районі м. Яготина, де тераса прип'ятського віку особливо добре представлена. Там виявлено: 1) червонястобурий карбонатний валунний суглинок—1,58 *м*; 2) світлобурий карбонатний суглинок з валунами — 7,32 *м*; 3) світлобурий глинистий пісок—0,62 *м*; 4) буруватожовтий карбонатний суглинок з галькою — 2,13 *м*. Валунно-гальковї відклади в цьому районі вкривають сіруватожовті, а підстелюють їх сірі карбонатні суглинки. В районі м. Гребінки льодовикові відклади виявлені: 1) сизуватосірим карбонатним суглинком з галькою кристалічних порід — 5,40 *м*; 2) буруватим суглинком з дутиками, вапняними трубочками і валунами — 4,20 *м*. Вкрита морена в цьому районі коричньовопальовим піскуватим суглинком і підстелена коричнюватосірими глинистими пісками з зернами кристалічних порід. Зовні морена прип'ять-окського від морени дніпровського зледеніння відрізняється більш глинистим складом, мінливістю верств з валунами і невеликими розмірами останніх.

Флювіогляціальні відклади прип'ять-окського зледеніння в Дніпровсько-Донецькій западині лежать нижче рівня ерозії. На значну товщину вони відслонюються в межах правобережжя Дніпра. Лес прип'ятського ярусу менш поширений, ніж дніпровський. Виявлений він лише на моренній терасі на Лівобережній низині та на відповідній їй терасі на правому березі Дніпра. Як правило, типовий для середньої зони УРСР лес на моренній терасі відсутній. Тут поширені жовтуватопальові лесоподібні суглинки, часом сильно піскуваті. Потужність їх місцями досягає 10 *м*. Іноді в їх розрізі виявлені один-два горизонти під назвою викопних грунтів.

Гранулометричний склад лесоподібних суглинків прип'ятського ярусу району Розкопаної Могили, за даними Д. К. Біленка, такий:

Порода	Фракції в *мм*				
	1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001
Лесоподібний суглинок .	0,05	3,85	70,63	14,38	3,49
Гумусовий горизонт . .	0,06	5,70	61,85	21,04	4,61
Лесоподібний суглинок .	0,60	1,50	48,23	26,29	7,11
Гумусовий горизонт . .	0,55	30,39	46,20	12,49	3,70
Лесоподібний суглинок .	0,07	10,30	72,37	9,13	3,17
Підморенний лес	3,62	39,97	37,49	9,97	2,06

Породи цього розрізу Д. К. Біленко характеризує як типовий лес.

Мінералогічний склад лесів прип'ятського ярусу з моренної тераси Конотопського району має в легкій фракції такі мінерали (дані

Є. А. Покальчук): кварц у вигляді заокруглених зерен неправильної форми; зерна плагіоклазу з тонкою полісинтетичною штриховкою; мікроклін з решітчастою структурою; кальцит, представлений зернами неправильної форми; глауконіт (зустрічається рідко). В складі мінералів важкої фракції виявлені: рогова обманка, турмалін, дистен, епідот, цоїзит, гранат, діопсид, лімоніт, ставроліт, слюда і силіманіт.

Органічні рештки в лесах і лесоподібних суглинках прип'ятського ярусу трапляються так часто, як і в інших ярусах. Переважають викоп-



Рис. 72. Піскові кучугури на другій терасі Дніпра. (Фото П. К. Заморія.)

ні черепашки, головне, прісноводних молюсків. Особливості залягання, складу і поширення лесів прип'ятського ярусу не залишають сумніву щодо їх водного походження.

Поліський ярус. Верхній ярус плейстоцену в Дніпровсько-Донецькій западині формувався за умов, у значній мірі подібних до умов прип'ятського льодовикового віку. Різниця полягає в тому, що край поліського зледеніння розміщався у північно-західній частині Дніпровсько-Донецької западини, у верхній частині Дніпра і його приток. У межах Української РСР відкладалися флювіогляціально-алювіальні відклади. Міжльодовиковий прип'ятсько-поліський час у Дніпровсько-Донецькій западині позначився новим врізанням річок, пізнішим виповненням долин і утворенням других терас в річкових долинах. Льодовикові наноси поліського часу у западині значно перероблені текучою водою і вітром. З них відкладів складені надзаплавні тераси Дніпра і його приток. Літологічно в поліському ярусі переважають піски та лесоподібні суглинки. В їх розміщенні спостерігається певна закономірність. Цоколь надзаплавної тераси складають флювіогляціально-алювіальні піски. Ближче до уступу тераси піски перевіяні вітром і утворюють рельєф купчастих пісків (рис. 72). До тилового краю тераси піски поступово стають більш глинистими, лесоподібними, а в більш понижених частинах заміщаються сіруватопальовими лесоподібними суглинками. Потужність лесових порід, там, де вони виявлені на надзаплавній терасі, досягає 6 *м*. Часом у лесоподібних суглинках

виявлені один-два горизонти похованого грунту. На цій підставі В. В. Різниченко і Д. К. Біленко виділяють «стратиграфічні» тераси— одно-, дво- і трилесову. Цих терас у рельєфі Дніпровсько-Донецької западини немає.

Гранулометричний склад лесових порід поліського ярусу характеризують такі цифри (дані Д. К. Біленка):

Район	Порода	Фракції в *мм*					
		1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001
Бровари	Лес	0,53	7,63	60,92	17,91	2,30	10,70
	»	3,46	29,06	22,68	29,33	4,90	10,47
	Гумусний горизонт	2,76	45,76	16,18	18,07	3,73	12,50
	Лес	5,75	56,90	10,34	12,66	2,12	6,23
В. Димерка	»	0,32	5,14	45,39	15,33	3,37	29,95
	Пісок	0,52	27,90	50,73	9,48	3,04	7,97
	»	1,09	68,99	14,90	2,76	1,21	11,05
	Лес	0,62	16,87	63,90	11,42	3,51	7,39
Недогарка	»	0,27	16,82	52,80	15,34	1,19	13,58

Змінність гранулометричного складу покривних порід поліської тераси не характерна для лесу. Це підтверджує водне походження цих порід.

Хімічний склад лесових відкладів поліського ярусу теж відповідає складу піскуватої породи.

Район	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	В. п. п.
Козелець	74,40	6,66	1,64	6,50	0,99	1,87	0,74	7,17
Одинці	78,85	6,61	2,79	5,00	1,21	—	—	5,24
	79,72	7,76	1,71	3,00	1,03	0,99	0,90	4,54

Органічні рештки з відкладів поліської тераси досліджені ще недостатньо. В їх складі переважають викопні черепашки прісноводних і наземних молюсків.

Верхньочетвертинні (післяльодовикові) відклади. Польодовикові відклади в Дніпровсько-Донецькій западині включають відклади в річкових долинах, делювіальні площі на схилах підвищень тощо.

Ці відклади належать до **азово-чорноморського ярусу** четвертинної системи. Характерну особливість їх становлять наверствування заплавних терас. Переважають товщі перемитих пісків, переверстованих з суглинком. Їм підпорядковані проверстки пісковика з залізистим цементом, відклади черепашників, переважно з черепашок вівіпар. В окремих районах поширені озерні світлі мергелі.

Одну з особливостей алювію заплавних терас річок Дніпровсько-Донецької западини становлять два-три горизонти грунту, поховані в алювіальних пісках та суглинках.

Акумуляція відкладів четвертинної системи у западині відбувалась за складних коливальних рухів і різкої зміни кліматичних умов.

Сучасний період є новим етапом геологічних перетворень осадочних формацій, в яких головну роль відіграє цілеспрямований труд людського суспільства.

4. ТЕКТОНІКА ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ

Дніпровсько-Донецька западина становить важливу складову частину південного заходу Російської платформи. Вона має своєрідну, феноменальну структуру, яку ми визначаємо як тафросубгеосинкліналь або ровоподібну западину в кристалічному фундаменті платформи.

У тектоніці западини розрізняються особливості структури її кристалічного фундаменту і облямовання і структура осадочних товщ, що її виповнюють.

Тектоніка кристалічного ложа

У світлі загальногеологічних геоморфологічних та геофізичних даних особливості бортових частин западини і її кристалічного ложа визначають численні й значні розломи. Обернуті до Дніпровсько-Донецької западини схили Українського кристалічного щита і Воронезького кристалічного масиву розчленовані поздовжніми розломами. Вони спочатку повільно знижуються, а далі зрізуються східчастими скидами. Ці загальні особливості докладно висвітлила З. О. Крутиховська в межах Середньодніпровського схилу щита. Занурення докембрійського фундаменту Середньодніпровського схилу в бік западини нерівномірне. Швидкість занурення зростає з глибиною і з північного заходу на південний схід. Кути похилу поверхні докембрію в межах глибин 0—1400 *м*, в середньому, 1°—2°30′. Глибше 1400 *м* виразно простежується східчасте занурення кристалічних порід. Кути похилу досягають до 10°30′. На фоні загального зниження поверхні виступає ряд місцевих западин, пов'язаних з розломами субмеридіонального простягання. Серед невеликих западин особливо виділяються *Оболонська* і *Болтиська*, яка розміщена на правобережжі Дніпра. З. О. Крутиховська вважає, що з розломними дислокаціями фундаменту пов'язана також і молода тектоніка верств осадочних порід в районі м. Градизька (рис. 73).

На поверхні Середньодніпровського схилу кристалічного щита простежується ряд понижень, які мають денудаційне походження і, очевидно, являють собою долини, місцями, можливо, ущелини, знижені в бік Дніпровсько-Донецької западини.

Внутрішня структура Середньодніпровського схилу щита складна. В його будові відомі осадочно-метаморфічні й магматичні породи. В структурі цього району на схід від долини р. Псла беруть участь породи залізорудної, як у Кривому Розі, формації. З нею пов'язані два напрямки простягання структур. Субмеридіональний напрямок, характерний для Кременчуцької і Омельницько-Ламанської магнітних аномалій, є продовженням структур і аномалій криворізького типу; область цих аномалій виступає у похованому рельєфі у вигляді гряди. Північно-західне простягання характерне для аномалій Хорольської, Толоко-Подянської і Кобеляцької; область їх виявлення теж утворює незначний виступ фундаменту. За особливостями гравітаційного поля ці аномалії, на думку З. О. Крутиховської, складені ефузивними породами. Пласти залізистих кварцитів серед них залягають окремими ділянками і мають невелику потужність. Вищеназвані аномалії Крутиховська вважає за північне продовження другого залізорудного поясу, до якого входять аномалії Верхівцівські, Чортомлицькі та Базавлуцькі.

Крім перелічених особливостей, в структурі Середньодніпровського схилу кристалічного щита беруть участь інтрузії основних порід, з якими пов'язані незначні магнітні аномалії. Інтрузії приурочені до субмеридіональних розломів, які облямовують усю зону занурення. Окремі блоки фундаменту переміщалися вздовж розломів з простяганням у близькому до широтного напрямку. Наявність розломів таких простягань установлена також і в кристалічному ложі самої западини.

За особливостями геофізичного поля, на думку С. Я. Шерешевської, докембрійський фундамент центральної частини западини відзначається неоднорідною будовою. Загальне поле фундаменту западини складене товщами осадочно-метаморфічних порід, в які занурені породи основної магми, корені яких розміщені на значних глибинах. На північному заході, в межах Білоруської РСР, Дніпровсько-Донецька западина обмежована відносним підняттям Білоруського блоку кристаліч-

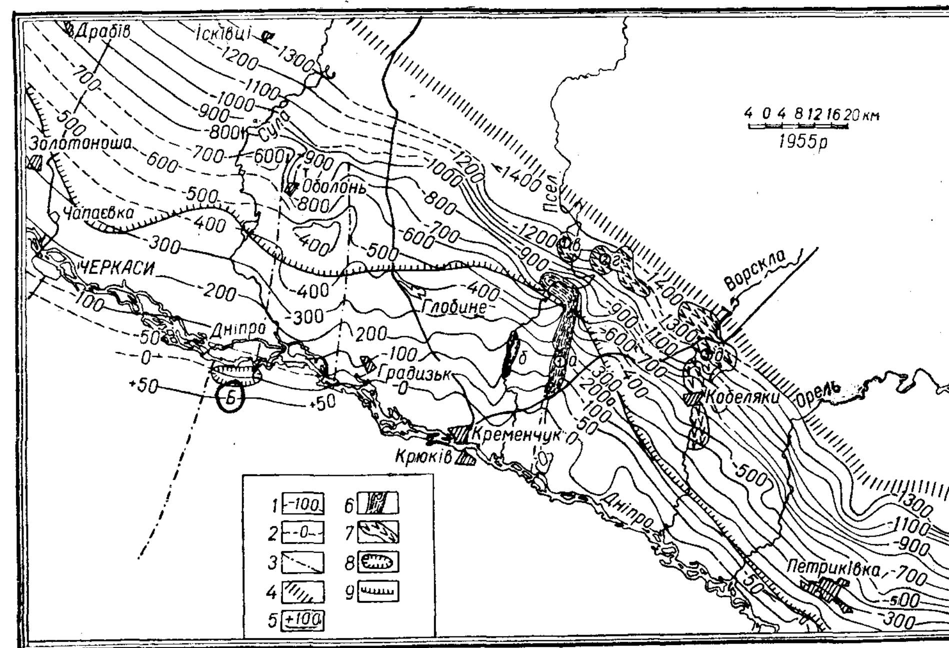


Рис. 73. Схематична карта ізогіпс поверхні докембрійського фундаменту північно-східного схилу Українського кристалічного щита в межиріччі рр. Орель — Сула (за З. О. Крутиховською).

1 — ізогіпси поверхні фундаменту; *2* — ті ж самі, проведені умовно; *3* — лінії розломів; *4* — зона різкого занурення фундаменту; *5* — западини у фундаменті; *А* — Оболонська, *Б* — Болтиська; *6* — площі поширення залізорудної формації криворізького типу: *а* — Кременчуцька аномалія, *б* — Омельницько-Ламанська аномалія; *7* — площі поширення залізисто-ефузивних утворів верхівцівського типу: *в* — Хорольська аномалія, *г* — Толоко-Подянська аномалія, *д* — Кобеляцька аномалія; *8* — площа поширення кам'яновугільних відкладів; *9* — межа виклинювання кам'яновугільних відкладів.

ного ложа. На південний захід від нього розташовується *Нижньоприп'ятська грабеноподібна западина*. Північно-західний край западини в цьому районі проходить майже в широтному напрямку: південніше від Слуцька, на Глуськ—Куни—Паричі, північніше Речиці, на південь від Гомеля і північніше Глинська, де різкіше повертає на південний схід. З півдня Нижньоприп'ятський грабен обмежовує Пінсько-Лунинецький підземний виступ докембрійського фундаменту і, далі, північний край Українського кристалічного щита. Лінія обмеження проходить південніше Барановичів, Давид-Городка і північніше Овруча. На схід від лінії Овруч—Єльськ—Шатилки—Жлобін виявлене різке занурення кристалічного ложа. Область значних глибин залягання фундаменту простягається з Білорусії на південний схід вздовж південно-західного борту западини до м. Перещепина, разом більше як на 500 *км*. Підняті блоки поділяють зону опускання на окремі западини. Серед цих западин найвизначніші Сульсько-Орельська та Північно-Донецька. Вони, разом з Нижньоприп'ятським грабеном, становлять райони переважного поширення соляної тектоніки.

Між глибокими западинами кристалічного фундаменту розміщені значні його підняття. Серед них виділяються два поховані плоскогір'я:

1) Чернігівське і 2) в басейні р. Самари. За даними буріння, Чернігівське підземне підняття має цоколь із докембрійських кристалічних порід, на якому лежить потужна вулканогенна товща. Можна вважати, що Чернігівський підземний горст являє собою рештки вулканічного плато, похованого під пізнішими осадочними товщами. На південний схід від цього підземного плато виявлена ще одна значна область піднять кристалічного ложа, з якою пов'язані місцеві магнітні аномалії, описані С. Я. Шерешевською в районі Лохвиці, Лютеньки і Диканьки. Ця друга область, за аналогією з Чернігівським районом, теж розглядається як вулканічне плато.

Структурна межа кристалічного ложа Дніпровсько-Донецької западини проходить у напрямку: Павлоград—Сахновщина—Харків—Лисичанськ—Луганськ—Каменськ. На південь і південний схід від цієї межі розміщений район відносного підняття кристалічного фундаменту з своєрідною купольною тектонікою осадочних товщ. Цей район є перехідним від западини до складчастих побудов Донецького кряжа.

З заглибленням кристалічного ложа Дніпровсько-Донецької западини пов'язані мінімуми сили тяжіння. За характеристикою Шерешевської, ці мінімуми, виявлені в межах всієї западини, чітко обмежовують зони піднять і визначаються, в основному, північно-західним простяганням. У крайових частинах цих зон можна припускати наявність розломів загального північно-західного простягання. Мають місце і поперечні розломи. Завдяки цьому в понижених частинах ложа Дніпровсько-Донецької западини фундамент розчленований на дрібні блоки.

Розломи, які обмежовують Дніпровсько-Донецьку западину з південного заходу, простягаються з південного сходу на північний захід у напрямку: сс. Голубівка—Михайлівка—північніше Лубен—південніше Прилук—Остер і далі в напрямку північніше Овруча, як то наводилося вище. На півночі зона великої глибини занурення кристалічного фундаменту проходить з південного сходу на північний захід південніше Богодухова—Сміле—Бахмач—північніше Седнева і далі південніше Гомеля, як наведено вище. Амплітуда скидів кристалічного фундаменту південніше Єльська і північніше Шатилок досягає 3,5—4 *км.* Значної глибини грабени Прилуцько-Висачківський, Велико-Багачанський, Андріївський і Перещепинський ускладнюють структуру всієї південно-західної зони западини. Подібну структуру має кристалічний фундамент у північно-східній частині западини. Область великих занурень кристалічного фундаменту проходить з північного заходу від с. Красної Слободи в Білоруській РСР до м. Мерефи на південному сході і має протяг близько 700 *км.* У межах цієї зони занурень виявлені значної глибини грабени: Шатилківський, Степанівський, Красилівський, Дмитріївський, Роменський, Синівський і Охтирський, з якими пов'язані мінімуми сили ваги. Простягання грабенів, як то можна уявляти з результатів геофізичних досліджень, змінне, але переважно воно витримується на північний захід.

Північна і південна зони занурень з'єднуються на захід і схід від Чернігівського підняття і на схід від Полтави.

Отже, в структурі кристалічного фундаменту Дніпровсько-Донецької западини, обмежованого з південного заходу і північного сходу системами розломів, виділяються: 1) *осьова,* або *серединна,* зона, де розміщені поховані вулканічні плато на піднятому цоколі докембрійського фундаменту, і навколишні 2) *південно-західна* і 3) *північно-східна* зони занурень, в межах яких, у свою чергу, виявлені відносно невеликі, переміщені на різну величину, скиби, що утворюють місцеві горсти й грабени.

Північно-східна зона, або *північно-східне крило,* Дніпровсько-Донецької западини простягається на південний схід від Харкова—Мерефи до Каменська, з півночі обіймаючи Донецький кряж. У напрямку простягання цієї структури протікає р. Донець. Отже, *Донецький кряж являє собою складову структурну частину Дніпровсько-Донецької субгеосинкліналі, затиснуту між Приазовським масивом Українського кристалічного щита і Воронезьким масивом.* Південно-східна зона, або південно-східне крило, Дніпровсько-Донецької западини обіймає Донецький кряж з півдня. На південний схід від Павлограда ця зона сильно звужується, далі закривається і переходить у систему розломів, що простягається, головне, в напрямку Павлоград—Просяна—Вел. Янісоль—Ольгинка—долина р. Мокрої Волновахи—с. Успенське на р. Кринці—верхів'я р. Вел. Несвєтаю і далі на схід. На південному Донбасі з цими розломами пов'язані вулканічні утворення, за віком синхронні вулканічним виверженням у Дніпровсько-Донецькій западині.

Наведене не дає підстав для розгляду Донецького кряжа як самостійної складчастої побудови геосинклінального типу, до якого з півночі прилягає Переддонецький прогин. Це субгеосинклінальна структура своєрідного типу, консолідована в межах велетенської Дніпровсько-Донецької западини, релікти якої охоплюють з півночі і півдня його тіло.

Поздовжня зональність структури кристалічного ложа Дніпровсько-Донецької западини, як то встановлено нами тринадцять років тому (1946), ускладнена поперечними, близького до меридіонального простягання, розломами. Положення цих розломів пізніше було уточнене за допомогою геофізичних досліджень. Шерешевська відзначає найбільш значні з них в районі: 1) Золотоноша—Драбове—Пирятин—Бахмач—Новгород-Сіверський, 2) Петрівці—Петрівка-Роменська—Штепівка—Большенізовцево і 3) Павлоград—Сахновщина—Харків. У поєднанні з поздовжніми розломами північно-західного простягання субмеридіональні розломи оконтурюють в межах фундаменту западини такі складові структурні елементи: 1) Нижньоприп'ятський грабен, 2) Чернігівський горст, 3) Сульсько-Псьольський грабен, 4) Ворскло-Орельський горст, 5) Самаро-Донецький грабен, 6) Кальміус-Каменський грабен.

Різниця висот поверхні докембрію в Дніпровсько-Донецькій западині перевищує 4 *км.* Це свідчить, що його геоструктура являє собою *скибові високі гори,* поховані під потужною товщею осадочних порід. Самі осадочні товщі формувалися в процесі тектонічного розвитку їх фундаменту і наступних коливальних рухів, що в цілому зумовило виняткова складну змінність фацій, потужностей, поширення і деформацій верств, що виповнюють западину.

Тектоніка осадочних товщ Дніпровсько-Донецької западини

Потужність верств осадочних порід у Дніпровсько-Донецькій западині перевищує 4000 *м.* Їх маса накладена на дуже розчленований, по суті гірський, рельєф кристалічного фундаменту западини. Вся область западини протягом часу акумуляції осадків перебувала в стані безперервних коливальних рухів і пов'язаних з ними вертикальних та горизонтальних переміщень мінеральних мас. За цих умов відбувалося: ущільнення осадочних відкладів, тим значніше, чим більше зростала їх потужність; розчленування осадочних товщ процесами ерозії в континентальні етапи розвитку западини; гравітаційні дислокації; соляна тектоніка. В четвертинному періоді структура в деяких районах ускладнилася гляціотектонікою. Геоструктура Дніпровсько-Донецької западини включає складний комплекс деформацій верств осадочних відкладів, серед яких виділяються елементи: 1) *тектонічного походження,* 2) *соляні* і 3) *гляціальні.* Перші два типи структур формувалися в процесі нагромадження осадків на сильно пересіченій поверхні кристалічного ложа; вони розвивалися стадіями за наступних низхідних і висхідних коли-

вальних рухів, в результаті чого утворилася винятково складна, мозаїчна структура.

Тектоніку Дніпровсько-Донецької западини вивчало і висвітлювало багато дослідників: О. П. Карпінський, А. Д. Архангельський, М. С. Шатський, В. В. Різниченко, Д. М. Соболєв, А. Т. Донабєдов, Ю. О. Косигін, В. Г. Бондарчук, Г. Ф. Мірчинк, В. Я. Клименко, М. П. Балуховський, Г. Є. Рябухін, М. В. Чирвінська, Г. М. Захарченко, Й. Ю. Лапкін, С. Є. Черпак, І. Є. Слєнзак, С. Я. Шерешевська, З. О. Крутиховська, А. Я. Дячкова, О. В. Мухін, Т. Г. Злобіна, Є. Т. Грицай і Л. С. Кішлалянц, І. С. Шарапов, А. Г. Паламарчук та багато інших. Щодо особливостей тектоніки осадочної товщі Дніпровсько-Донецької западини є велика розбіжність поглядів, узгодити які до загальноприйнятих положень, через недостатність фактичних даних, поки ще неможливо.

Вся область Дніпровсько-Донецької западини відзначається наростанням дислокації верств осадочних порід з глибиною. В міру просування до верхніх стратиграфічних горизонтів амплітуди порушень залягання верств зменшуються, контури структур м'якшають, розпливаються і губляться на фоні майже горизонтальноверствуватої структури кайнозою. Основною закономірністю в тектоніці осадочних товщ западини є північно-західне простягання її структурних елементів. Воно зумовлене загальною спрямованістю розломів, які визначили розміщення самої тафросубгеосинкліналі. Простягання структур в інших напрямках, зокрема в субмеридіональному, має підпорядковане значення.

Нижній структурний ярус западини представляє скибова тектоніка її кристалічного ложа. Розломні дислокації у покриваючих докембрійський фундамент осадочних товщах повсюдно заміщаються складками, в тому числі складками ущільнення. Якщо розломи і виявлені, то вони мають лише місцеве значення або зустрічаються в найнижчих горизонтах осадочної товщі.

Складчасті структури становлять головну й характерну особливість глибинної тектоніки осадочних товщ Дніпровсько-Донецької западини. Це складки платформених областей, закономірність розміщення і морфологічні особливості яких зумовлені простяганням самої западини і рельєфом фундаменту, потужністю і складом осадочних порід, коливальними й тангенціальними рухами тощо. Завдяки цим особливостям ступінь деформованості нижніх горизонтів переважно більший. Спостерігаються зміщення склепінь складок у різних стратиграфічних комплексах. Визначення Дніпровсько-Донецької западини як ровоподібної структури виходить загалом з синклінального залягання верств осадочних порід, що її виповнюють. З погляду геоструктури западина являє собою с и н к л і н о р і й.

У будові цього синклінорію простежуються певні закономірності. Осьова, найбільш занурена, зона його простягається з північного заходу на південний схід — від нижньої Прип'яті до північно-західних окраїн Донбасу, до пониззя р. Береки, де палеозойські відклади виходять на денну поверхню. Ширина осьової зони досягає 45—60 *км*, як це можна спостерігати по меридіану Висачок. Підняття докембрійського фундаменту в районі Чернігова, у Ворскло-Орельському районі поділяють серединну синклінальну зону на окремі, перелічені вище, западини.

З підняттям кристалічного фундаменту пов'язані *антиклінальні перегини* серединної зони Дніпровсько-Донецького синклінорію і поділ його на південно-західну і північно-східну частини, визначені вище. Вони мають подібну структуру. В прибортовій частині їх виявлені терасові перегини верств і, паралельно до площин керівних розломів, системи плакантикліналей і антиклінальних гравітаційних складок. На формування їх, крім гравітаційних сил і ущільнення, очевидно, впливав тан-

генціальний тиск. Складки згруповані по простяганню у північно-західному напрямку у відносно вузькі вали, поділені широкими прогинами. З наближенням до піднять фундаменту структури ускладнюються, набувають інших напрямків, наче обходять і обламовують підняття. В розміщенні складок обламовування істотне значення мають розломні структури близького до меридіонального простягання. Валоподібні підняття яскравіше виявлені і повніше висвітлені в межах південно-західної частини. Система антикліналей простежується на протязі понад

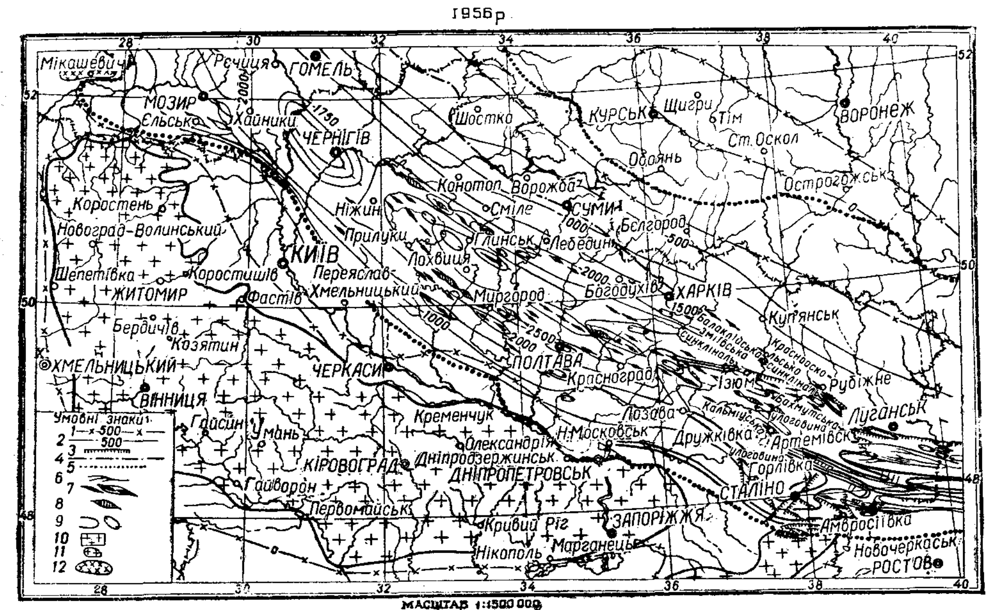


Рис. 74. Схема тектоніки Дніпровсько-Донецької западини.

1 — ізолінії поверхні кристалічного фундаменту; *2* — ізолінії поверхні карбону; *3* — тектонічні розломи; *4* — крейдовий борт Дніпровсько-Донецької западини; *5* — межі поширення карбону; *6* — антикліналі Донецького кряжа; *7* — антиклінальні підняття по покрівлі карбону і підошві київського мергелю Дніпровсько-Донецької западини; *8* — соляні куполи; *9* — синкліналі Донбасу і Дніпровсько-Донецької западини; *10* — Український кристалічний щит; *11* — виходи кристалічних порід на поверхню на Воронезькому кристалічному масиві; *12* — Мікашевицький горст.

250 *км*. В її межах знаходиться широко відомий Голубівсько-Михайлівський вал (рис. 74).

Групи антиклінальних піднять і вали, об'єднані в системи антиклінальних структур, морфологічно виявлені неоднаково. Здебільшого підняття виявлені не різко.

М. В. Чирвінська вважає спільним для цих структур північно-західне простягання. Винятки трапляються в зоні зчленування Дніпровсько-Донецької западини і Донецького кряжа, де виявлено антиклінальні підняття північно-східного напрямку. Характерні також для всіх структур численні поверхні розмиву в їх склепіннях. Межові поверхні встановлюються за наявністю різкого кута незгідності, за ерозійними поверхнями, незбігом осей перегину верств. Незгідність, як відзначає М. В. Чирвінська, найрізкіше виявлена між палеозоєм і мезозоєм та між крейдою і палеогеном. Незгідне залягання простежується також на межі турнейського й візейського ярусів нижнього карбону, між нижнім і верхнім візе, а також на межі нижнього і середнього відділів кам'яновугільної системи. Ерозійні поверхні виявлені також на межі пермської і тріасової систем, між тріасом і юрою, в середині юри, на межі юри і нижньої крейди та між нижнім і середнім відділами крейдової системи. В окремих стратиграфічних комплексах, розміщених між поверхнями розмиву, потужності верств і фацій змінюються в напрямку до скле-

пінь складок. Зміни фацій виявлені лише в районах соляних структур.

Дальша характерна особливість структур Дніпровсько-Донецької западини полягає у зміщенні осьової площини склепінь складок з переходом в інші стратиграфічні комплекси. Зміщення поздовжньої осі антикліналей буває звичайно в бік осьової частини Дніпровсько-Донецької западини. Однак переміщення не перевищують одного кілометра. Більші розходження виявлені в ундуляціях осей. У кам'яновугільних відкладах осі ундулюють різкіше порівняно з мезозойськими. Як відзначає М. В. Чирвінська, на розмитій поверхні карбону, в мезозойській товщі, замість ряду склепінь з'являється менша кількість видовжених перегинів, осьові площини яких не збігаються з осями склепінь у кам'яновугільних відкладах. Замість складок у верхніх горизонтах часто виникають тераси.

Так само не завжди збігаються плани структур у мезозойській групі і в палеогені. За даними М. В. Чирвінської, найповнішим є збіг у межах осьової зони і, частково, на крилах. На південному заході структура палеогену значно відрізняється від структури мезозою і палеозою. Наприклад, Михайлівсько-Голубівський вал, виявлений у палеозої, чітко простежується в мезозої і не всюди проявляється в палеогені. Одночасно соляні структури в палеогені виявлені і добре простежуються по підошві київського ярусу, але вже зі зміщенням склепінь на 3—4 *км*.

Важливу загальну ознаку складчастих структур Дніпровсько-Донецької западини становить значна порушеність їх дрібними та більш значними розломами. Більшість розломів захоплює кам'яновугільні відклади і не виходить вище поверхні їх розмиву. Розломи орієнтовані в різних напрямках і розчленовують складки на окремі підвищені і опущені скиби. В деяких структурах, як Сагайдацька, Солоха тощо, склепіння складок опустилося вздовж системи розломів. Тому маркіруючі горизонти на периклиналях розміщені вище, ніж у склепінні. Розломів значно менше і меншої амплітуди в мезозойських відкладах і палеогені порівняно з палеозоєм.

Розміщення і морфологія окремих складчастих структур у западині дуже різноманітні. Певне уявлення про них можна скласти на основі робіт М. П. Балуховського, В. Я. Клименка, М. В. Чирвінської, А. Я. Дячкової та ін.

У районі межиріччя Псьол—Ворскла в осадочній товщі Дніпровсько-Донецької западини виявлені валоподібні підняття, терасові перегини змінних розмірів і вигляду. Валоподібні підняття ускладнені окремими складчастими структурами і соляною тектонікою. У північно-східній зоні антиклінальне підняття простежене на протязі понад 150 *км*. У його межах виявлені складчасті Розпашнівська, Хрестищенська і Диканська складні структури. Біля північно-східного борту западини в цьому районі розміщені соляні структури—Дмитріївська, Роменська і Синівська. У південному районі Псьоло-Ворсклянського вододілу лежить Висачківсько-Ромоданівське валоподібне підняття, на якому розміщені структури Висачківська, Ромоданівська, Кибинецька, Мало-Сорочинська і Радченківська; остання має довжину 37 *км*. У районі х. Лепкова розміщений соляний шток. Південно-східніше цього району тріас занурюється в бік осьової зони западини. Там виявлені антиклінальні підняття Ново-Санджарське, Старо-Санджарське, Мало-Перещепинське, Ново-Григорівське, а також структура в районі Сагайдака. Далі на південний схід по покрівлі київського ярусу простежуються антиклінальні підняття Машівське, Єлизаветівське, Верхньоланнівське і Полтавська брахіантиклінальна структура. По підошві ж київського ярусу в Зіньківському районі виділяються складчасті структури Жоржівська і Самаринська, що пов'язані з Сагайдацькою структурою і Радченківським валом. У північно-східній частині району вздовж борту западини піднята смуга простягається в широтному напрямку через сс. Довжик, Соколівщину біля Зінькова, Юр'ївку, Соснівку, Харківці, Березову Луку на Петрівку-Роменську. Загальне підняття верств помітне в північно-східному напрямку на с. Чупахівку; загальне занурення їх виявлене північніше Гадяча в напрямку на с. Синівку. Ці структури, як і Висачки, прогин відокремлює від Мало-Перещепинської структури, а далі сам з'єднується з зануренням на вододілі Голтва—Ворскла, розміщеним між антиклінальними підняттями Полтавським, Сагайдацьким, Радченківським, Самаринським, Жоржівським і Солохинським. Сильно звужуючись у районі Єресьок, прогин далі з'єднується з пониженням верств на глибині в районі Миргорода. Синклінальний прогин відомий в районі Голтви, біля сс. Буди—Шеболтаєве—Хорошуни, а антиклінальні підняття — в районі сс. Довжика і Бельська, на вододілі Грунь — Ташань південніше Чупахівки, біля Качанівки, між сс. Оленине —Комиші — Качанівка — Мала Павлівка — Грунь.

Окремі структури, як Самаринська і Жоржівська, видовжені в північно-західному напрямку, куполоподібні. Солохівська структура являє собою брахіантикліналь 35×18 *км*, видовжену з північного заходу на південний схід.

У південно-західній зоні антиклінальне підняття Н. Санджари — Ст. Санджари—Ново-Григорівське—Мало-Перещепинське продовжується далеко на південний схід, вздовж борту западини; воно виділяється під назвою Михайлівсько-Голубівського валу. З південного заходу цей вал обмежовує скид. По валу виділяються окремі антиклінальні структури — Калайдинська, Зачепилівська, Лиманська, Боярська, Миколаївська, Західно-Михайлівська, Кременівська, Михайлівська, Новоселівська, Голубівська. Вісь валу піднімається далі за Голубівку.

Морфологічні особливості складчастих структур Дніпровсько-Донецької западини дуже різноманітні. Серед них виділяються структури, не порушені і порушені соляною тектонікою. Між ними є антиклінальні складки, порушеність яких сіллю не встановлена.

Тектоніка зони зчленування западини і Донецького кряжа

Особливо складна і своєрідна тектоніка глибоких шарів осадочних товщ у перехідній від Дніпровсько-Донецької западини до Донецького кряжа області. В геологічній літературі ця область звичайно виділяється під назвою північно-західних окраїн Донбасу. Лежить вона на схід від лінії Павлоград—Сахновщина—Харків—меридіан м. Ізюма. Далі на схід перехідна область простягається в межі Донецького кряжа через Бахмутську (Артемівську) мульду, але риси тектоніки Донбасу там стають переважними. Особливості геологічної будови цього району в останній час розглядали Д. М. Соболєв, Г. М. Захарченко, М. П. Балуховський, С. Я. Шерешевська, А. Я. Дячкова та ін.

Важливу особливість геологічної структури західних окраїн Донецького кряжа і прилеглих районів Дніпровсько-Донецької западини становить загальне повільне занурення осадочного комплексу від Донецького кряжа до Дніпровсько-Донецької западини. По лінії Павлоград—Сахновщина—Харків осадочний комплекс утворює різкий перегин і далі глибоко занурюється на північний захід.

Іншу загальну рису геологічної структури північно-західних окраїн Донецького кряжа становить лінійна видовженість її тектонічних елементів. Це вузькі антиклінальні підняття, поділені широкими синклінальними прогинами. Вони простягаються в західно-північно-західному напрямку. У цьому ж напрямку збільшується і глибина синклінальних прогинів. На підставі геофізичних даних А. Я. Дячкова виділяє чотири

зони піднять; у південній частині західних окраїн Донбасу спостерігаються ще дві зони незначного перегину верств. Міра дислокованості верств зменшується в північно-східному напрямку, до Воронезького масиву. Там, на фоні повільного моноклінального підняття, ледве намічаються антиклінальні перегини. З піднять північна антиклінальна зона розміщена в районі Балаклії, південніше — Шебелинська зона, а далі — Біляївсько-Миронівська і Олексіївська зони, що мають круті схили.

Особливості тектоніки куполової області Донецької западини, або північно-західних окраїн Донецького кряжа, яскраво вирисовуються по структурі підошви третинних відкладів.

За даними М. П. Балуховського, окремі антиклінальні структури і антиклінальні вали мають деякі спільні риси. Північніше Донецького кряжа, в Задонецькому прогині, простежується антиклінальне підняття крейдових відкладів. На ньому виявлено окремі антиклінальні підняття в районі сс. Червоно-Попівки, Тернів, м. Макіївки, сс. Шандриголового, Савинців, в районі м. Чугуєва, с. Кам'яної Яруги, Балаклії, Великої Вишневої і Голубівки, на північний захід від м. Ізюма. Великий перегин верств, який Балуховський визначає чомусь як антикліналь-флексуру, розміщений в напрямку Куп'янськ—Міллерово. Там виділяються складки Нижньо-Дуванська, Ново-Астраханська, Верхньо-Голубівська, Лозівсько-Шульгинська на південь від м. Старобільська, Велико-Чернігівська, Комишеваська (Благовіщенська) і Астахівська, північніше м. Каменська.

Шебелинська антикліналь видовжена в субширотному, західно-північно-західному напрямку. Довжина її 27 *км*, ширина 6—7 *км*. Крила падають під 5—6°. На схід від Шебелинської антикліналі лежить Волвенківська складка. Вона являє собою купол, довжиною близько 8 *км* і шириною 4 *км*, розбитий скидами.

На західному продовженні Донецького кряжа розміщена велика кількість антиклінальних складок, значна частина яких має соляне ядро. Ряд купольних складок яскраво виступає в рельєфі і відіграє істотну роль у створенні геоморфологічних краєвидів. Серед найвизначніших структур у цьому районі виділяються: Слов'янський і Лисичансько-Кремінський куполи, Ново-Мечебилівська антикліналь, на віддалі 32 *км* від Лозової, Семенівська складка, Красно-Оскольський купол, Торсько-Шандриголовське і Тернівське підняття, Велико-Комишеваський, Корульський та Ізюмський куполи, Панютино-Гаврилівське підняття, Олексіївська та Біляївська складки тощо.

Щодо походження структур північно-західних окраїн Донецького кряжа і прилеглих районів Дніпровсько-Донецької западини, то на їх утворенні позначилися не тільки коливальні, а й тангенціальні рухи, в умовах яких формувалась структура Донецького кряжа.

С о л я н і с т р у к т у р и. Питання про наявність соляної тектоніки в Дніпровсько-Донецькій западині поставив М. С. Шатський (1931, 1934). Загальні особливості соляних структур висвітлювали В. Б. Порфір'єв, Л. Лунгерсгаузен, О. М. Куциба, О. Д. Сергєєв і І. М. Ямниченко, В. Я. Клименко, М. П. Балуховський, М. В. Чирвінська, А. Г. Паламарчук, С. Я. Шерешевська, Ю. О. Косигін, В. Г. Бондарчук, Г. Є. Рябухін та ін.

Соляна тектоніка в своєму географічному розміщенні нерозривно зв'язана з загальними особливостями будови Дніпровсько-Донецької западини. Соляні структури пов'язані з зонами максимального опускання — північно-східною, осьовою, або центральною, південно-західною, включаючи Нижньоприп'ятський грабен. Окремий район соляної тектоніки становить область куполових структур, або північно-західних окраїн Донецького кряжа. Тепер відома значна кількість соляних куполів, розміщених по окремих районах і структурних зонах Дніпровсько-Донецької западини. В районі Нижньоприп'ятського прогину відомі куполи — Старобінський, Копаткевицький, на схід і південний схід від Глуська, на південь від Речиці, Мозирський, Наровлянський і Єльський, частина з яких, як-от Єльський і Мозирський, добре виявлена в рельєфі. В осьовій частині западини особливо багато соляних куполів. Сіль виявлена або можлива в Медведівському куполі, Хрестищенському підняття, Розпашному, Диканьці, Солосі, Жоржівці, Самаринському підняття, Петрово-Роменському, Чорнухинському, Лелякинському і Іваницькому підняттях тощо. Менша кількість соляних структур виявлена в північно-східній зоні. Серед них відзначаються Литвинівська, Колонтаївська, Качанівська й Чупахівська.

Особливо багато соляних структур виявлено в південно-східній зоні центральної частини западини. Сюди належать Верхньоланнівське, Єлизаветівське, Машівське, Полтавське і Радченківське підняття, соляні куполи — Лейківський, Гасинівський, Ромоданівський, Солоницький, Висачківський, Пізняківський, Логовиківський, Яцинівський, Каплинцівський. У цій же зоні розміщені підняття Сагайдацьке, Петрівцівське, Калайдинське, Пирятинське, Решетилівське тощо. Значна кількість соляних структур виявлена також у перехідній від Дніпровсько-Донецької западини до Донецького кряжа області. В її межах великі соляні куполи представляють структури Велико-Комишеваська, Волвенківська, Красно-Оскольська, Панютино-Гаврилівське підняття, куполи Петрівський, Корульський, Ізюмський, Слов'янський та ін.

Соляні куполи у більшості виступають в рельєфі і становлять важливі геоморфологічні елементи. Саме на прикладі тектоніки Дніпровсько-Донецької западини був розроблений метод структурно-геоморфологічного аналізу і застосований для розшуків соляних структур (Бондарчук, 1937).

Форма соляних структур западини досліджена недостатньо. Міра розвитку їх неоднакова. В ряді структур сіль вийшла на денну поверхню і розвиток соляної тектоніки ще триває. Такий приклад становлять соляні куполи Роменський, Висачківський та ін. Форма соляних інтрузій зумовлена особливостями їх походження. В Дніпровсько-Донецькій западині на окраїнах Донецького кряжа розвиток соляних структур почався тоді, коли соленосні девонські відклади занурилися на значну глибину. Суть процесу формування соляних структур у даному районі полягає в переважних *висхідних* рухах соляних мас у процесі переважних *низхідних* коливальних рухів області поширення соленосних формацій.

У процесі висхідних рухів мас солі деформуються усі верстви, що залягають над соленосними відкладами. В Дніпровсько-Донецькій западині соляною тектонікою порушені верстви від середнього девону до квартеру включно. Загальні особливості порушень такі: в міру витискування солі соленосні верстви ущільнюються і, відповідно, опускаються. З цим пов'язане утворення складок осадочних товщ, що, як правило, формуються в плані тектонічних і гравітаційних антикліналей у синклінорії западини. Райони формування соляних структур визначаються схрещуванням деформацій розломних і складчастих, що виникали в процесі вертикальних рухів. В осередках соляної тектоніки порушення надсольових мас розвивалось разом з безперервним рухом солі до поверхні. Швидкість руху солі, однак, історично змінювалась. В епохи посиленого занурювання соляна тектоніка посилювалась. Вона служила розрядкою напружень, що виникали на глибині в результаті дії гравітаційних і тектонічних сил. Затухання коливальних рухів і зміна занурень підняттями позначалось на інтенсивності руху солі і, часто, в денудації соляних структур. Так виникли

своєрідні тектонічні рівні соляних структур, пов'язані з певними стратиграфічними комплексами. Ці рівні синтектонічні з основними етапами геологічної історії розвитку Дніпровсько-Донецької западини. Разом з тим тектонічні рівні соляних структур мають різну стратиграфічну й абсолютну глибину. Найдавніші соляні інтрузії занурені в докам'яновугільні відклади, які перегнуті в складки; соляне ядро їх лежить глибоко. Вищі стратиграфічні і тектонічні рівні належать до крейди, палеогену і до четвертинної системи. Геоморфологічний вияв мають соляні структури, які переважно формувалися протягом третинного й четвертинного періодів. В останніх структурах сіль вийшла на денну поверхню. Осадочні породи в районі соляної інтрузії на перших етапах утворювали куполоподібну складку, що виникала від тиску знизу висхідних мас. Подальші підняття соляної інтрузії розривали нижні горизонти осадочних порід і задирали вгору верхні, утворюючи підняття, з периклінальним заляганням верств, часом під кутом 60—70°. У таких випадках виникали нові генерації деформацій — скиди і гофрировка в прилеглих верствах, що утворилися внаслідок компенсаційного опускання в районі соляної структури радіусом в кілька кілометрів.

Над соляною інтрузією формувалася кам'яна шапка, брекчія з уламків покривних порід, що просувалися вгору разом з сіллю. З виходом соляної маси на поверхню розряджаються напруження в поверхневих товщах солі, нижні горизонти якої продовжують зазнавати впливу внутрішніх сил.

За цих умов сіль розтікається в поверхневих горизонтах земної кори або на денній поверхні. Активно інтрудуючи поверхневі верстви, сіль утворює затоки, карнизи і виступи соляного масиву, які завжди оточені брекчіями.

Форма соляних інтрузій змінна. У більшості випадків сіль прориває надсоленосні верстви і має вигляд стовпа, висотою в кілька тисяч метрів. Форму стовпа, ускладненого карнизами, мають ті соляні структури, де сіль вийшла на поверхню. Про форму глибинних інтрузій солі в Дніпровсько-Донецькій западині даних недостатньо. Можна вважати, що вони мають вигляд масивів з опуклим верхнім краєм, які в своєму розвитку прагнуть набути каплеподібну форму.

Загальні особливості соляної тектоніки западини можна простежити на прикладі Висачківської структури. Цей соляний масив виступає в рельєфі у вигляді високого горба, видовженого з заходу — північного заходу на схід — південний схід. Соляний масив має круті схили: південний — під кутом 70°, і північний — 60°. У західній частині поверхня солі лежить приблизно на рівні моря, а в східній частині вона значно підіймається. Поверхня масиву нерівна, зумовлена четвертинним і сучасним процесами розчинення. Південний край Висачківського соляного масиву нерівний, підігнутий. У верхній його частині виступає великий карниз. У покрівлі масиву розвинута потужна брекчія, до складу якої входять, серед інших порід, уламки бітумінозних вапняків девонського віку, гіпсу, ангідриту і діабазу. На північному крилі масиву палеозойські відклади винесені на поверхню. Вони представлені переверствованням глинистих сланців з аркозовим і кварцовим пісковиками та вапняками. Падають вони під кутом до 80°. Потужність брекчій досягає 300 *м*.

Установлено, що брекчія в районі Висачківського горба має ознаки перевідкладання. Утворювалась вона в результаті руйнування і перевідкладання мас кам'яної шапки. З брекчії утворився великий шлейф на північному схилі масиву. Діабазові конгломерати шлейфа перекриваються відкладами канівсько-бучацького і київського віків. У складі останніх виявлені також матеріали перевідкладення брекчій. Підошва

київського ярусу лежить нижче на південному схилі горба, ніж на північному. Особливо значно піднялися соляні маси Висачківського горба під час великих занурень, що сталися в Дніпровсько-Донецькій западині у верхній крейді і на початку третинного часу. Вже за бучацького і київського віків Висачківський купол руйнувала морська абразія. З продуктів руйнування утворилися згадані вище брекчії. Починаючи з олігоцену підняття солі слабшало, що знову-таки пов'язувалось з настанням висхідної фази коливального руху після київського віку. В кінці третинного і на початку четвертинного періодів значне опускання Придніпровської низини викликало нову активізацію руху солі Висачківського соляного масиву, який проявляється і в наш час.

Ознаки, які характеризують Висачківський горб, простежуються також на Роменському, Дмитріївському і, очевидно, на інших куполах. Формування цих соляних інтрузій почалося в другу половину палеозою. Відбувалось воно у зв'язку з прогинанням Дніпровсько-Донецького синклінорію і утворенням складок. Великі товщі надсоленосних верств створили сприятливі умови для соляних інтрузій. Активізований тектонікою району, рух солі в Дніпровсько-Донецькій западині стимулюється лише гравітаційними силами.

Область крайових дислокацій

Під цією назвою виділено (Бондарчук, 1946) зону тектонічних порушень верств осадочних порід в окремих районах вздовж південно-західної зони Дніпровсько-Донецької западини. Ці дислокації пов'язані з переміщеннями окремих блоків крайової зони Українського кристалічного щита. Відносно більш підняті райони в льодовикову епоху були помітною перешкодою на шляху руху льодовикових мас і зазнали льодовикового тиску. Гляціодислокації наклалися на тектонічні структури і утворили значні деформації верств. Райони складних ендогенно-екзогенних деформацій простягаються вздовж південно-західного борту Дніпровсько-Донецької западини, починаючи від м. Мозиря, вздовж правого берега Прип'яті, до Барбарова і району Чорнобиля. Особливо обширний район крайових дислокацій розміщений вздовж правого берега Дніпра на Канівщині, на Лівобережжі — у вигляді піднять в районі с. Хоцьки — Переяслав-Хмельницький — с. Вороньки, в районі гори Пивихи біля Градизька, в басейні р. Орелі. Район Канівських дислокацій здавна привертав до себе увагу. Вивчення його розпочалося майже сто років тому дослідженнями К. М. Феофілактова. Далі відомості про тектоніку Канівського району зібрані в працях: В. В. Різниченка, Б. Л. Лічкова, Д. М. Соболєва, Г. Ф. Мірчинка, В. Г. Бондарчука, Г. Є. Рябухіна, З. О. Мішуніної, М. П. Балуховського і ряду інших дослідників. Незважаючи на велику кількість робіт, у питанні походження цих дислокацій ще й досі лишається багато спірного.

Канівський дислокаційний район розміщений на правому березі Дніпра, приблизно за 90 *км* нижче Києва. Це — неширока смуга між с. Трахтемировом на півночі і с. Мошнами на півдні. Довжина дислокаційної смуги 70, ширина до 35 *км*. Найяскравіше особливості гірського ландшафту виступають в межах окремих підвищень: Трахтемирів-Бучацького, Канівського і Мошногірського.

Найвищі вершини Канівського району підносяться до 245 *м* над рівнем моря і до 160 *м* над рівнем Дніпра. До Дніпра гори спускаються крутими уступами. Західні схили гір менш круті і повільно зливаються з навкружним степом. Гірський район утворює дугу, витягнуту з північного заходу на південний схід і вигнуту в південно-західному напрямі. Вона має складну будову, наче складається з окремих гряд, відмежованих одна від одної перевалами. В гряди об'єднуються окремі вершини,

відокремлені глибокими ярами, над дном яких вони іноді здіймаються більш як на 100 *м*. Вершини переважно конусовидні з слабо опуклими схилами, що в нижній частині часто зрізані урвищами. На окремих вершинах є розсипища пісковика. Рідше схили вкриті великими осипищами, що іноді мають вигляд добре оформлених конусів осипання. Схили ярів та гір іноді ускладнені велетенськими зсувами, що мають вигляд правильних цирків, звужених до воріт. Дно цирків нерівне, розбите численними й глибокими тріщинами. Плечі цирків мають вигляд вертикальних урвищ.

Сусідні яри і зсуви часто зближуються вершинами так, що вододіли між ними мають вигляд мостів. Мости-перешийки часто зруйновані, сусідні яри зливаються своїми вершинами, а ділянки, що збереглися від розмивів, виступають у вигляді земляних колон, пірамід, обелісків найрізноманітнішої форми.

Конуси виносів сусідніх ярів коло підніжжя гір зливаються і утворюють псевдотерасу, що облямовує Канівські височини.

Дуже цікава геоморфологія долини р. Дніпра, що обходить Канівські гори зі сходу. До Ходорова Дніпро тече на південний схід. Нижче він різко повертає на північ, далі на схід, а біля с. Зарубинців — на південь. На цьому протязі ріка «обтікає» Канівські гори, які є активною перешкодою на її шляху.

На північ від Канева, між Канівськими і Бучацькими висотами спостерігається пониження, в яке відхиляється течія Дніпра і особливо далеко заходить його заплавна тераса. Подібне явище зустрічаємо нижче гирла р. Росі, де розташована широка Вільшанська низина, що поділяє Канівські й Мошногірські висоти. Сама Вільшанська низина являє собою заплавну терасу рр. Дніпра, Росі і Вільшани.

Такі, в загальних рисах, особливості геоморфології Канівських гір.

Геологічна будова цих гір дуже складна. В ній беруть участь нашарування від палеозойського до четвертинного часу, які відслонюються в ярах. Кристалічний фундамент на Канівщині лежить на глибині 900—1300 *м*. Осадочні нашарування сильно дисльоковані. Нормальний стратиграфічний розріз району включає такі відклади. Внизу залягає пермотріас, вище — верстви, що належать до батського ярусу юрської системи. Вони виявлені сірою глиною з тоненькими піщаними проверстками. Потужність шару глини 50—60 *м*. Вище лежать відклади келовейського ярусу, виявлені жовтосірими й коричньовофіолетовими глинами, мергелями та бурими пісковиками. Середня потужність їх 10—15 *м*. На цих морських юрських відкладах залягають континентальні, в складі яких переважають білі або жовтуваті піски з галькою і включенням дрібних лінзочок білого каоліну. Вище континентальної формації залягають верхньокрейдові верстви товщиною 40—50 *м*. Внизу вони виявлені глауконітовим піском зі зростками й проверстками кременистих пісковиків. Зверху їх вкриває верства незначної товщини глауконітової крейди. Це — відклади сеноманського ярусу.

Нерідко на крейдових відкладах залягає третинна система, в складі світ канівської, бучацької, київської, харківської, полтавської і рябих глин. Залягають вони згідно і виявлені піщано-глинистими породами типового придніпровського палеогену. Товщина їх близько 120 *м*. З цих нашарувань найбільше геоморфологічне значення має бучацька світа, виявлена білим сипким піском з брилами кварцитовидного пісковика.

Четвертинна система Канівщини також має складну будову і неоднакова в східній частині і на західних схилах Канівської гірської дуги. В першому районі розріз четвертинних відкладів відповідає найдавнішій терасі Дніпра. Тут на розмитій юрській глині лежить білий пісок з рештками Vivipara diluviana K u n t h. На піску лежить морена — 1,5—3 *м*, на морені — лес товщиною до 5 *м*. У лесі спостерігається один-два проверстки, збагачені гумусом, і, крім того, ще виділяються одна-дві смуги, темніші від лесу через домішку гумусу.

Відклади, що складають Канівські гори, дуже дисльоковані. Ці дислокації докладно і об'єктивно описав В. В. Різниченко (1924). За його даними, повністю підтвердженими і нашими спостереженнями, головний тип дислокацій для всього району становлять складки-підкиди, зібрані в серії лускатої будови. Спостерігаються й інші, генетично пов'язані одна з одною дислокації, підпорядковані загальній закономірній тенденції,— перекинуті, лежачі, сундучні, прямі та інші складки. Поряд з лежачими складками і складками-підкидами стоять насуви, у вигляді порівняно невеликого перекриття при складчастості. Це — найпростіша форма насуву, яка утворилася з лежачої розірваної складки, що дає, при більш-менш значному горизонтальному переміщенні, лускату будову.

Поперечні розміри одного тектонічного елемента не перевищують 200 *м*. Амплітуда переміщення алохтону досягає 500 *м*. Крім складчастих структур, В. В. Різниченко виділяє скиди, що беруть участь в утворенні горстів Трахтемирів-Бучацького, Канівського та Мошногірського і грабенів Трощинського та Вільшанського. Амплітуда скидів досягає 70—170 *м*.

На Канівщині справді існують численні дислокації з розривом суцільності, але пониження Трощинське і Вільшанське мають інше походження.

Лускаті структури на Канівщині дуже поширені і розвинуті лише в поверхневих частинах гір. У межах цоколя їх немає. Луска є зовнішньою частиною структури цоколя.

У цоколі Канівських гір залягають мезозойські відклади. Вони відслонені в глибоких ярах у межах Канівського і Трахтемирівського піднять. В усіх інших місцях юра залягає нижче базису ерозії. Юрські відклади виявлені в свердловинах у прилеглих районах в Переяславі, Трощині, Озерищах. Щодо глибини залягання юри маємо таку картину: в Києві —32,4 *м*, Переяславі-Хмельницькому +12, Трощині +37, Озерищах —11,4 *м*, Байбузах +38 *м*. У свердловинах Озерищ і в Переяславі-Хмельницькому виявлено налягання на юру четвертинних відкладів, сама поверхня юри розмита.

Яскравішу картину залягання юри дає її підошва. Вона розташована в Києві на глибині нижче рівня моря 117,4 *м*, у Переяславі — 82, Трощині — 22, Озерищах — 61, Байбузах — 10 *м*. На дні Канівських ярів юрські відклади відслонені на висоті 140—160 *м*.

У заляганні юрських відкладів на Канівщині відзначаються такі закономірності:

1) вони тут сильно підняті проти залягання їх у межах Дніпровсько-Донецької западини;

2) при загальній піднятості, юра в Переяславі-Хмельницькому і в Озерищах лежить на нормальній глибині;

3) в районі Трахтемирів-Бучацького, Канівського і Мошногірського піднять юрські відклади цоколя Канівських гір сильно підняті; підняття збільшується поступово, як про це можна судити з відслонень і даних буріння;

4) на крилах піднять юрські відклади дуже потовщені, зім'яті і місцями розірвані.

Таке ж залягання, як юра, мають під'юрські відклади.

Свердловини в Каневі виявили під юрою континентальні піщано-галькові відклади. В них, у вторинному укладанні, були виявлені пермські моховатки й мурчісонії. Континентальні відклади умовно можуть бути віднесені до тріасу.

Дислокації Канівських гір двофазні. Структури цоколя і вершин мають різний вік і гетерогенні. Поєднання цих структур створило рельєф Канівських гір, пізніш ускладнений ярами та зсувами.

Виникнення дислокацій Канівських гір розглядали В. В. Різниченко, Д. М. Соболєв та Г. Ф. Мірчинк.

Перший із них, досконало дослідивши ці гори, прийшов до висновку про їх тектонічну природу і четвертинний вік цієї тектоніки (Різниченко, 1924).

Д. М. Соболєв (1926) вважав, що канівські дислокації являють собою морени натиску, а Канівські гори є не що інше як моренний ландшафт, у центральній частині якого можлива наявність насипаних морен. Соболєв, відкидаючи будь-який вплив тектоніки в утворенні цих гір, думав, що «від легкого дотику геоморфології валиться красне тектонічне будування В. Різниченка». Цим самим Соболєв висловив своє глибоко помилкове уявлення про завдання як геотектоніки, так і геоморфології, в поєднанні яких тільки й можна пізнати справжню будову і розвиток будь-якої ділянки земної кори.

Погляди Соболєва на канівські дислокації підтримував Б. Л. Лічков (1932).

Г. Ф. Мірчинк висловився за наявність у Каневі тектонічних порушень, ускладненої пізніш гляціодислокаціями.

Нами (1941) підтверджена лускова будова Канівських гір. Луска має 2—3 перекриття. Вони є відривками крейдових і юрських порід, насунутих на четвертинні відклади. Амплітуда переміщень досягає 500 *м*. Цоколь гір складений третинними, крейдовими і юрськими відкладами. Ці відклади мають давні й складні порушення. Підняття Трахтемирів-Бучацьке, Канівське і Мошногірське — структури купольні, типу антиклінальних некомпетентних складок, складок облямовання, що виникли внаслідок радіальних тисків. Можливо, що в розвитку цих структур значну роль відіграли активні висхідні рухи кристалічного фундаменту, а також занурення прилеглих блоків.

Крила антиклінальних піднять частково зім'яті, розірвані численними тріщинами, вздовж яких відбулося зміщення наверствовань. Окремі підвищення не пов'язані одне з одним і становлять самостійні структури — Мошногірську, Канівську, Трахтемирів-Бучацьку і на лівому березі Дніпра — Хоцьківську.

Проміжки між структурами не мають порушень у заляганні верств, що їх складають.

Вік Канівських структур точно встановити важко. Можна вважати, що він безперечно дочетвертинний, бо давнє ложе Дніпра врізалося в уже підняту юру, і порушення залягання верств впливало на розвиток його долини. Найімовірніше, що ці форми синхронні з палеогеновим тектонічним рівнем глибинних структур Лівобережжя.

Лускаті структури Канівських гір є вторинним утвором. Вони виникли внаслідок злущування схилів куполів льодовиком, що рухався з долини Дніпра в напрямі кристалічної смуги по нерівній поверхні тектонічного рельєфу. Відривки цих схилів захоплювалися льодовиками, зминались, скочувались, утворюючи численні перекриття, які і виявив В. В. Різниченко. Але ці дислокації не становлять морен натиску в розумінні Д. М. Соболєва. Льодовик вплинув на вже готову побудову, ускладнив її морфологію, створив сприятливі умови для розчленування підвищень глибокими ярами і зсувами, що становлять останні сторінки в складній геологічній історії Канівських гір.

Вулканізм

Вулканічна діяльність у межах Дніпровсько-Донецької западини на протязі історії її геологічного розвитку ще недостаньо вивчена.

Особливості складу вулканічних порід висвітлені вище.

На підставі загальногеологічних даних можна вважати незаперечним, що в межах Дніпровсько-Донецької западини вже на самому початку палеозою мав місце тріщинний вулканізм. Потужні вулканічні виверження були пов'язані з розломними дислокаціями і значними зануреннями на початку формування ровоподібної субгеосинкліналі. Наслідком вулканічної діяльності за девонського періоду в западині було утворення значних покривів, що поширені в межах похованих вулканічних плато.

У післядевонський час безперечних доказів вулканічної діяльності в межах Дніпровсько-Донецької западини не виявлено. Вулканогенні продукти відомі в складі юрських відкладів району Нових Санджар та району, прилеглого до північно-західних окраїн Донецького кряжа. Утворення їх пов'язане з кімерійським горотворенням, але вулканізм того часу вивчений ще зовсім недостатньо.

РОЗДІЛ IX

ДОНЕЦЬКИЙ КРЯЖ

I. ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА

Складчаста побудова Донецького кряжа займає важливе місце в структурі південної частини Європейської території Союзу РСР. Затиснутий між Українським докембрійським кристалічним щитом і Воронезьким кристалічним масивом, Донецький кряж являє собою структуру незвичайну. Досі існує суперечливе визначення його тектоніки, нібито вона належить то до геосинклінального, то до платформеного типу. В північно-західному напрямку Донецький кряж структурно пов'язаний з Дніпровсько-Донецькою западиною. На південному сході він повільно занурюється під горизонтально наверствовані, переважно кайнозойські, відклади і, очевидно, пов'язаний з зануреною герцинською платформою північного Передкавказзя. Положення кряжа в межах південного заходу Російської платформи характеризує його як побудову, синтектонічну і генетично зв'язану з Дніпровсько-Донецькою западиною. Ці особливості положення Донецького кряжа зумовлюють і його географічні межі. Часто ці межі визначають за поширенням відслонень кам'яновугільних відкладів. Однак правильно намічати площу кряжа можна лише за його структурними і орографічними, або *тектоорогенічними,* особливостями.

За цими даними, Донецький кряж займає простір між гирлом р. Береки й м. Ізюмом на північному заході і долинами рр. Бистрої та Дінця на південному сході. Орографічно на північному заході Донецький кряж починається з *Кремінної гори,* що біля Ізюма, а на південному сході закінчується *Гребінними горами,* що становлять вододіл нижнього Дінця і Кундрючої. Поміж названими горами Донецький кряж простягається більш як на 375 *км.* На півдні він прилягає до Приазовської височини. Південна межа кряжа проходить у напрямку Ольгинка—Донецько-Амвросіївка—Матвєєв Курган — Новошахтинськ — Шахти — гирло Дінця. Північний схил його розміщений, схематично, вздовж долини Дінця. Найбільша ширина кряжа перевищує 150 *км.*

Донецький кряж має вигляд височини, видовженої в напрямку складчастих структур з північного заходу на південний схід. Головний вододіл його не збігається з головною складкою і зміщений на її південне крило. В геоморфології кряжа, поряд з денудаційним, тектонічний рельєф відіграє важливу роль і становить основні риси поверхні цілих районів.

Найбільш піднята частина Донецького кряжа має вигляд смуги 10—15 *км* завширшки. Це горбаста рівнина, підвищення якої становлять як структурні, так і денудаційні форми рельєфу. В рельєфі північно-західної частини кряжа велику роль відіграють соляні куполи, які мають вигляд значних піднять. Район куполової тектоніки й горбасто-купольного рельєфу являє собою наче перехідну область від Донецького кряжа до Дніпровсько-Донецької западини.

У центральній частині Донецького кряжа структурні форми рельєфу становлять відпрепаровані денудацією антиклінальні складки, які місцями різко виступають над прилеглою горбастою місцевістю. Окремі складки утворюють підвищення,— наприклад, Софіївський купол у районі Микитівки, Амвросіївський купол тощо. Часом вони утворюють цілі підвищені райони,— наприклад, *Нагольний кряж.* Над гористою місцевістю на Нагольному кряжі піднімаються окремі складки-куполи: Гострий бугор, Центральний, Грибоваха та ін. Найвищу частину Донецького кряжа становить вододіл рік Міусу—Нагольної з півдня і Лугані з півночі. Могила Мечетна тут піднімається на 369 *м* над рівнем моря.

Вододільна зона Донецького кряжа горбаста, піднімається більш як на 300 *м* над рівнем моря. На всьому її просторі виявлений складний денудаційний рельєф. Основні риси його утворюють гривки, які на 5—7 *м* піднімаються над прилеглою місцевістю і мають різної крутизни схили, розміщені по падінню і проти падіння верств. Схили гривок, обернуті проти падіння, завжди крутіші. Головний вододіл Донбасу визначає і основні особливості Донецького кряжа. У переважній більшості випадків його південні схили піднімаються над навколишніми просторами помітним уступом. Висоту кряжа і його морфологічні особливості підкреслюють часто розміщені вздовж підніжжя долини річок. У південно-західному напрямку поверхня Донбасу знижується повільно і в басейні Самари непомітно переходить у рельєф південної частини Дніпровсько-Донецької западини. Висота місцевості там дещо перевищує 200 *м* над рівнем моря. Південний схил Донецького кряжа в частині вододілу річок Мокрих Ялів і Кальміусу непомітно переходить у горбасту поверхню Приазовської височини. Межа між ними проходить з заходу на схід по долинах річок Кашлагач — Мокра Волноваха. Місцевість піднімається більш як на 300 *м* над рівнем моря.

На схід від долини Кальміусу поверхня південних схилів Донецького кряжа знижується досить різко. В її будові простежуються поверхні вирівнювання, з якими пов'язане поширення верств порід сарматського й понтичного віку. Висота поверхні неогенової рівнини не перевищує 175 *м* над рівнем моря. Північні схили Донецького кряжа мають поверхню, слабо похилу в бік долини Дінця. Висота її 250—260 *м* над рівнем моря. До долини Дінця кряж обривається крутим уступом, висота якого повсюдно перевищує 200 *м.* Розчленований густою системою долин та балок, часто порослих густим лісом, північний схил Донецького кряжа має гористий рельєф.

У геоморфології окремих частин Донецького кряжа істотну роль відіграють водногенетичні форми рельєфу. Серед них, крім річкових долин, особливо поширені балки та яри. Долинно-балковий рельєф взагалі визначає геоморфологічне лице Донецького кряжа. Загальний вигляд долин та балок залежить від складу гірських порід, які вони прорізують. В районах поширення строкатоколірних порід пермського і мезозойського віку балки широкі з положистими схилами червонястого забарвлення. Особливо мальовничі балки в районах поширення крейдових відкладів. Біла крейда поясом оперізує схили, що мають значну крутизну, часом високими скелями здіймається над дном балок. На поверхні крейди розміщені верстви молодших відкладів, здебільша темного забарвлення. Це ще різкіш відтіняє сніжну білизну схилів, складених крейдою. Подібні риси мають також краєвиди, поширені в районах залягання

палеогену. Дно переважної більшості балок Донецького кряжа перепоглиблюється. Тимчасові потоки і постійні струмені на кілька метрів врізуються в балкові наноси, виробляють собі нові долини.

Дещо інший вигляд мають балки в районі поширення кам'яновугільних порід. Балки, видовжені по простяганню верств, широкі і переважно асиметричні. У них крутіші ті схили, які обернуті проти падіння порід. Поперечні балки мають різкіші риси. Вони вужчі, а там, де перерізують верстви стійких пісковиків і піщаних сланців, набувають вигляду ущелин. Круті схили кам'яновугільних відкладів, особливо сланців, розчленовані густою сіткою рівчаків та ярів, що на окремих ділянках надають місцевості вигляду бедленду. Поширені ці форми рельєфу в басейнах рр. Нагольчика, Нагольної, Міусу, верхньої Лугані та ін. З інших форм на Донецькому кряжі зустрічаються зсуви. Умови для їх розвитку сприятливі в районах поширення водотривких глин пермського і, особливо, юрського віку та в районах значного розчленування верств тектонічними розломами.

Донецький кряж має густу сітку річок. Ріки власне Донецького кряжа належать до системи Дінця, який збирає води з північних схилів кряжа, і Азовського моря та Дону, куди течуть річки з його південних схилів. Вздовж південно-західних окраїн Донецького кряжа проходить вододіл Дінця і Дніпра, куди стікають річки систем Самари, Вовчої та Мокрих Ялів.

Найбільша ріка Донбасу — Донець підходить до Донецького кряжа в районі гирла р. Береки, вище Ізюма. Тут Донець тече величавим потоком в широкій долині, обламованій густою рослинністю. Лівий берег долини губиться вдалині серед вкритих лісами терасових пісків. Правий берег ріки високий, але вище гирла Береки не дуже крутий. У широкій долині Дінця тут, як і вниз по течії, добре виявлені три надзаплавні тераси. Вниз від гирла Береки Донець ухиляється від своєї попередньої, майже меридіональної, течії на схід і з півночі та з північного сходу обтікає Донецький кряж. На всій віддалі від Ізюма до свого гирла Донець то врізується у складчасті споруди Донецького кряжа, то відходить від них. На всьому своєму протязі він зберігає крутий високий правий і виположений лівий берег. Ерозійна діяльність Дінця часом ще більш підкреслює особливості структури, як це, наприклад, можна спостерігати біля Ізюма.

З Донецького кряжа в Донець тече велика кількість приток, найбільш важливі з яких Торець, Бахмут і Лугань. Торець складається з трьох відгалужень: Сухого, Казенного і Красного Торців. Сухий Торець протікає через північно-західні окраїни Донецького кряжа, в основному, з заходу на схід і впадає в Красний Торець вище Слов'янська. Тече він в широкій долині серед степових просторів з Дніпровсько-Донецького вододілу. Казенний Торець досить повноводний. Він тече в близькому до меридіонального напрямку через усю Кальміус-Торецьку улоговину. Початок бере він на захід від Красноармійського, на вододілі з Вовчою, і впадає в Красний Торець значно вище гирла Сухого Торця. Тече Казенний Торець в широкій долині, в якій добре виявлена надзаплавна тераса, складена лесоподібними суглинками. Красний Торець, або власне Торець, починається на головному вододілі Донецького кряжа недалеко від верхів'я Кальміусу. До гирла Казенного Торця він тече на північно-північний захід, а нижче, до власного гирла,— на північно-північний схід. У верхній частині Красний Торець має поперечну долину, нижче, в межах Костянтинівсько-Дружківської антикліналі,— антиклінальну. Долина його широка. Дно її являє собою високу заплавну терасу, в якій Торець формує новий, низький, терасовий ступінь.

Річка Бахмут починається біля м. Горлівки і тече на північ. У верхній течії вона має поперечну долину, далі спускається з Головного антикліналу і на більшій частині течії має моноклінальну долину на східному крилі Бахмутської мульди.

Лугань — одна з найбільших правих приток Дінця. Верхів'я її розміщене на північних схилах головного вододілу, на осьовій частині власне Донецького кряжа. З протилежного, південного, схилу кряжа на південь стікають Кальміус та найголовніша притока р. Міусу — Кринка. У верхній частині Лугань тече з південного заходу на північний схід. Північніше Первомайська вона обходить північну антикліналь, повертає на схід, виходить у синкліналь і тече в широкій долині паралельно до Дінця. Долини їх у цьому районі поділяють Веселі гори, що є антиклінальними складчастими побудовами. Впадає Лугань східніше Луганська. Нижче гирла Лугані з північних схилів Донецького кряжа в Донець впадають лише незначні ручаї та численні балки.

На південних схилах Головного Донецького антикліналу починається чимало річок, що впадають в Азовське море. Найбільші серед них Кальміус з Кальчиком, Міус з Кринкою і, за межами Української РСР,—Тузлов і Кундрюча. Кальміус починається на північ від м. Сталіно, недалеко від вододілу з Торцем. Звідси він тече на південний схід, відхиляючись до межі Донецького кряжа і Приазовського кристалічного масиву. Нижче Кальміус приймає значну кількість невеликих приток і джерел, стає досить повноводним. У верхній своїй течії ця річка прорізує кам'яновугільні відклади, далі вхрест простягання перерізує верстви девонського віку і вулканічні утворення. За південними межами Донецького кряжа Кальміус тече в області поширення кристалічних порід.

На схід від долини Кальміусу води з південних схилів Донецького кряжа збирають ріки системи Міусу. Серед його приток найбільша Кринка. Верхів'я її розташовані в районі Горлівки, поряд з витоками Лугані і Бахмуту. На Донецькому кряжі Кринка прорізує відклади кам'яновугільної і крейдової систем. Верстви кам'яновугільних порід утворюють високі скелі, через які річка проривається вхрест простягання.

У місцях розширення долини Кринка має добре виявлені надзаплавні тераси.

Річка Міус у межах Української РСР розміщена своїм верхів'ям. У верхній течії Міус має антиклінальну, нижче моноклінальну і далі поперечну долину. Зліва, з Нагольного кряжа, Міус приймає велику кількість приток, розміщення яких залежить від особливостей структури району. Великою притокою Міусу є р. Нагольна, що тече зі сходу на захід і на більшому своєму протязі має антиклінально-моноклінальну долину. В районі с. Дякового в ній виявлені заплава і дві надзаплавні тераси.

Між Міусом і Кальміусом на південних схилах Донецького кряжа розташовуються верхів'я річок систем Грузького і Мокрого Єланчиків. Обидві річки течуть поза межами власне Донецького кряжа.

Води з західної частини Донецького кряжа стікають в басейн Самари і Вовчої. Весь район є степовою рівниною, пересіченою густою сіткою долин та балок. Кам'яновугільні відклади тут відслонюються лише в окремих місцях та схилах річкових долин. Здебільшого вони перекриті горизонтальними верствами третинних і четвертинних відкладів. Річкові долини на західних окраїнах Донецького кряжа широкі. В будові їх беруть участь заплава та одна-дві надзаплавні тераси. Самі річки сильно меандрують.

Озера на Донецькому кряжі невеликі і зустрічаються в заплавах річкових долин. Значні солоні озера розміщені лише в межах Бахмутської (Артемівської) мульди, зокрема в районі м. Слов'янська. Улоговини цих озер мають карстове походження і пов'язані з вилуговуванням

товщ солі пермського віку. Серед Слов'янських озер найбільш значні Ріпне і Вейсове.

Донецький кряж лежить у степовій зоні. Степові умови виявлені переважно на західних і південних схилах. Кам'янисті вододільні простори Донбасу поросли трав'янистою рослинністю. Навесні Донецький степ грає різними барвами численних квітів. Пізніше він прикрашається султанами трав. У другій половині літа степ висихає.

По глибоких долинах, балках і на кам'янистих схилах Донецького кряжа ще збереглися й значні масиви дубово-грабових лісів. Місцями ліси виходять і на вододіли. Вони відіграють істотну роль в утворенні природних краєвидів у Донецькому кряжі.

Природа Донецького кряжа різнобарвна і мальовнича. Комуністична партія і Уряд СРСР приділяють велику увагу її дальшому покращенню і перетворенню. Тепер від краю до краю на степових просторах Донбасу насаджені сади, полезахисні лісові смуги. Міцна різноманітна рослинність стіною стоїть на краях ланів, вздовж доріг, оживляючи одноманітні рівнинні степові простори. По численних річкових долинах та балках тут побудовані стави й великі водоймища. В яскравій грі барв голубої води ставів, смарагдової зелені або пурпурового осіннього убору рослин тепер красуються краєвиди всесоюзної кочегарки, де кілька десятків років тому вітри-суховії переносили хмари чорного пилу.

У сучасному вигляді Донецького кряжа особливе значення мають промислові краєвиди і серед них, зокрема, шахтні селища й міста. У розміщенні їх є певна закономірність, яка складалась у процесі все більшого використання його природних багатств. Селища й міста розміщені вздовж північних і південних схилів кряжа, де найперше почали добувати вугілля. Тепер там виросли великі впоряджені міста, сховані в затишку густих рослинних насаджень. Над населеними пунктами височать терикони шахтної землі — свідки титанічної праці радянських людей в надрах цього краю. Родючі ґрунти Донбасу дають багаті врожаї зерна, овочів, фруктів. Народне господарство його славиться, поряд з високою технікою і культурою промислового виробництва, високою технікою й агрикультури.

Розробка невичерпних мінеральних багатств, вирощування багатих врожаїв становить основне в діяльності населення Донецького краю. Поєднання промислових і сільськогосподарських краєвидів становить головні риси природи соціалістичного Донбасу.

2. ДО ІСТОРІЇ ВИВЧЕННЯ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ДОНЕЦЬКОГО КРЯЖА

Донецький кряж — це одна з найповніше досліджених частин Європейської території СРСР. Перші відомості про особливості його природи відносяться до початку XVIII ст. Наявність кам'яного вугілля в надрах Донецького кряжа відзначена в записках видатного російського рудознатця Григорія Капустіна за 1722—1723 рр. Подальші дані про Донецький кряж зібрані в працях великих експедицій Російської академії наук. В значній мірі ще випадкові відомості опублікували в останній чверті XVIII ст. С. Г. Гмелін, Й. А. Гюльденштедт і П. С. Паллас. Працями великих академічних експедицій завершується перший етап дореволюційного періоду вивчення кряжа. Другий етап охоплює час від початку промислового виробництва на Донбасі до селянської реформи і розгортання капіталістичного будівництва.

Істотним поштовхом до посилення вивчення корисних копалин Донецького кряжа і, в зв'язку з цим, його геологічної будови, було збудування в 1795 р. Луганського чавуноливарного заводу. Пізніше починаються систематичні дослідження в окремих районах, а далі в усьому Донецькому кряжі.

Першу загальну характеристику кряжа дав у 1827—1829 рр. Євграф Петрович Ковалевський. Він описав стратиграфічну послідовність наверствовань, їх літологічний склад та умови залягання. Ковалевський навів характеристику кам'яного вугілля. На підставі даних про солоні джерела в Бахмутській улоговині він прийшов до висновку про наявність пластів кам'яної солі в її надрах.

Є. П. Ковалевський перший склав геологічну карту для значної частини Донецького кряжа.

Дальший крок вперед становили результати праці великої експедиції, що її організував у 1837 р. А. М. Демидов з метою вивчення півдня Росії в промисловому і природно-історичному відношенні. За даними цієї експедиції (Домгер, 1881, сс. 25—36) відзначено наявність на Донецькому кряжі таких стратиграфічних формацій: 1) кристалічної, дніпровської, 2) кам'яновугільної, 3) рухлякової, бахмутської, 4) крейдової, 5) третинної — понтичного степу, 6) прісноводної, таганрозької, і 7) алювіальної, або наносної.

До інших висновків прийшов геолог великої експедиції, організованої урядом царської Росії для вивчення геології її Європейської території, Р. Мурчісон (1854). У 1840—1841 рр. Мурчісон досліджував кам'яновугільні відклади Донецького кряжа в басейні Кальміусу і виділив у складі кам'яновугільної системи три відділи — верхній, з Fusulina cylindrica V e r n., середній — з Spirifer mosquensis F i s c h., і нижній — з Productus giganteus S o w. Цей дослідник визначив, що переважна більшість пластів кам'яного вугілля на Донецькому кряжі належить саме до середнього відділу карбону. Крім карбону, він виділив у складі осадочних товщ Донецького кряжа відклади систем пермської, юрської, крейдової і третинної.

На завершення другого етапу загального вивчення геологічної будови Донецького кряжа було обгрунтовано припущення про поширення відкладів кам'яновугільної системи під молодшими наверствуваннями на захід від площі, на якій вони відслонюються. Це припущення в 1860 р. спробували були підтвердити бурінням у районі Перещепиного. Так виникла ідея, яка в роки радянської влади розвинулась і перетворилася в проблему Великого Донбасу.

Подальший, третій, етап дореволюційного періоду вивчення геології Донецького кряжа включає час від реформи 1861 р. до Великої Жовтневої соціалістичної революції. Розвиток капіталістичного виробництва в Донбасі неухильно потребував висвітлення запасів мінеральної сировини і в першу чергу кам'яного вугілля. З цією метою в 1864—1869 рр. на Донецькому кряжі провадились широкі дослідження, що завершились складанням пластової карти. Провідну роль у складанні пластової карти східної частини Донецького кряжа відіграв Олексій Іванович Антипов, якому належить праця «Пластова карта кам'яновугільного грунту області Війська Донського». Роботи по складанню такої карти для Донецького кряжа в цілому провадились за загальним керівництвом Григорія Петровича Гельмерсена. В складанні карти східних частин Донбасу брали участь, крім О. І. Антипова, інженери Васильєв і Л. С. Жолтоножкін. На заході Донбасу дослідження вели брати Носови. Складена тоді пластова карта Донецького кряжа досить повно відбиває загальну геологічну структуру краю і зберегла певною мірою свою цінність до нашого часу. На завершення досліджень 1864—1869 рр. Л. С. Жолтоножкін провів у 1870 р. перший в історії Донбасу підрахунок запасів кам'яного вугілля в його надрах. Пластова карта і загальна геологічна карта Донецького кряжа послужили основою і поштовхом для пізніших більш детальних досліджень.

Істотний крок вперед у справі висвітлення стратиграфії кам'яновугільної системи Донецького кряжа становлять роботи О. В. Гурова (1883). Карбон Донбасу він поділив на два відділи — нижній і верхній. До верхнього відділу відносилися два яруси: нижній — с о ф і ї в с ь к и й, з більшістю верств кам'яного вугілля, і верхній — д р у ж к і в с ь к и й, що має ознаки пермо-карбону.

Огляд історії вивчення геологічної будови Донецького кряжа за станом на останню чверть минулого століття дав у 1881 р. В. О. Домгер.

Новий, дуже важливий етап у вивченні геологічної будови Донецького кряжа охоплює час від початку робіт по складанню детальної геологічної карти вугільного Донбасу до Великої Жовтневої соціалістичної революції. Протягом цього часу були з'ясовані особливості стратиграфії, тектоніки й історії геологічного розвитку кряжа; напередодні першої світової війни підраховані заново запаси кам'яного вугілля тут.

Складання детальної геологічної карти Геологічний комітет розпочав у 1892 р. За вказівками О. П. Карпінського, нова геологічна карта мала відобразити відслонення пластів вугілля, верств вапняку і пісковиків, а стратиграфічне розчленування кам'яновугільних відкладів мало здійснюватись на основі вивчення викопних решток тваринного і рослинного світів. Ця задача була блискуче розв'язана.

Геологічну зйомку Донецького кряжа на початку здійснювали, під керівництвом Ф. М. Чернишова: Л. І. Лутугін, М. М. Яковлєв, М. Й. Лебедєв. З 1898 до 1914 р. роботами по складанню геологічної карти керував Л. І. Лутугін.

Особливості геоморфології Донецького кряжа і достатня відслоненість осадочних товщ сприяли застосуванню нового методу складання геологічних карт — шляхом не тільки вивчення розрізів вхрест простягання верств, а й картування всіх відслонень та керівних верств по простяганню. Це забезпечило високий ступінь точності карти, дало можливість порівнювати пласти, дати їх синоніміку і висвітлити найменші деталі геологічної структури.

Геологічну карту Донецького басейну складав великий колектив геологів. Магматичні породи Донецького кряжа і прилеглих районів вивчав Й. А. Морозевич (1898—1903), девонські відклади досліджував І. І. Шмальгаузен (1894); багато дослідників вивчало відклади кам'яновугільної системи — А. А. Снятков (1915), В. І. Соколов (1910, 1911), М. О. Родигін (1915), П. І. Степанов (1910—1939) та ін. Відклади верхів палеозойської системи Донецького кряжа описав М. М. Яковлєв (1896—1914), характеристику викопної рослинності дав М. Д. Залєський (1902—1933), тваринні рештки вивчали М. Й. Лебедєв (1892—1927) і К. І. Лісіцин (1912—1929); мінералогію Нагольного кряжа висвітлив Я. В. Самойлов (1908). Відклади мезозойської групи досліджували В. О. Наливкін (1898, 1917), М. В. Григор'єв (1900) та О. О. Борисяк (1900—1917). Третинні відклади Донбасу і прилеглих районів описали М. О. Соколов (1893) та В. В. Богачов (1901—1916). У перелічених працях знайшли широке висвітлення питання тектоніки окремих районів Донецького кряжа. Загальну характеристику співвідношення Донецького кряжа з прилеглими структурами дав О. П. Карпінський, а особливості його висвітлив М. М. Тетяєв (1926).

Складання детальної геологічної карти для більшої частини Донецького кряжа становило великий вклад в геологічну науку. Разом з тим воно уможливило геолого-хімічне вивчення вугілля, над висвітленням чого працювали Б. Ф. Мефферт і В. С. Крим.

Новий період у вивченні геологічної будови Донецького кряжа і багатств його надр починається після Великої Жовтневої соціалістичної революції. Ці багатства тепер стали власністю народу. Дослідження їх покликане полегшити і поширити використання мінеральної сировини для розвитку народного господарства і зміцнення матеріальної бази комунізму.

В перші роки радянської влади продовжувались роботи по складанню детальної геологічної карти. Вони були завершені випуском «Матеріалів до детальної геологічної карти Донецького кам'яновугільного басейну» в 1926 р. В цей час була зведена синоніміка пластів і підраховані запаси кам'яного вугілля. Нова детальна геологічна карта Донецького басейну дала наочне відображення особливостей його геологічної структури, що лежать в основі і сучасних уявлень про геологію цього краю.

Поряд з продовженням робіт по складанню карти висвітлювались закономірності поширення вугленосних відкладів поза межами власне Донецького кряжа. Розв'язання цього завдання набуло широкої популярності під назвою «проблеми Великого Донбасу». Над обгрунтуванням цієї проблеми, що з часом з чисто вугільної стала комплексною, працювали колективи радянських російських і українських геологів, під керівництвом П. І. Степанова. В наш час проблема Великого Донбасу в значній своїй мірі успішно розв'язана.

За радянські п'ятирічки до Великої Вітчизняної війни на основі матеріалів детального геологічного знімання виконана велика кількість досліджень, які монографічно висвітлюють різні сторони геології Донецького кряжа. Серед них палеонтологічні роботи по викопних моховатках — О. І. Никифорової (1927, 1933, 1934), по пелециподах — Д. М. Федотова (1932) і Б. І. Чернишова (1931), палеоботанічні роботи М. Д. Залєського і Є. Ф. Чиркової (1928, 1933, 1938) та К. О. Новик (1931, 1935, 1936, 1941). У цей час питання стратиграфії девону і нижньокам'яновугільних відкладів грунтовно опрацював А. П. Ротай (1931—1934, 1939), а нижнього карбону — П. В. Кумпан, К. І. Лісіцин.

Важливий крок вперед у справі вивчення стратиграфії і тектоніки Донецького кряжа і його окраїн становили роботи, проведені А. Д. Архангельським, М. С. Шатським, М. А. Преображенським і Б. П. Некрасовим (1924). В їх праці дано обгрунтування стратиграфічного поділу мезозойських і третинних відкладів північних і північно-західних окраїн Донецького кряжа. Особливості геологічної будови північних окраїн вивчав Б. К. Ліхарєв (1916, 1918, 1928), питання тектоніки Донецького кряжа розглядали М. С. Шатський (1924), Л. Г. Каманін (1932), В. С. Попов (1931, 1933, 1936); стратиграфію і тектоніку його південних схилів висвітлював Б. Ф. Мефферт (1918—1931). У 1934 р. вперше була вироблена схема стратиграфічного поділу девонської системи Донецького кряжа. А. П. Ротай виділив у межах південного Донбасу три комплекси його відкладів: білий, бурий і сірий девон. Він довів, що девонські відклади непомітно переходять у нижній карбон. Стратиграфію останнього Ротай розглянув у 1944 р. Стратиграфію четвертинних відкладів висвітлювали В. І. Крокос (1927), В. Г. Бондарчук (1931) та інші геологи.

Великі роботи перед Вітчизняною війною розгорнулися по вивченню літології кам'яновугільної системи. Вапняки описували В. А. Зільбермінц та В. П. Маслов і К. Ф. Терентьєв (1926, 1928). Питання геології Донбасу розробляли також В. І. Соколов, П. М. Чирвінський, О. М. Аншелес, П. В. Кумпан, О. М. Гейслер, А. А. Малявкін, Г. О. Іванов та ін.

Підсумки вивчення геологічної будови Донецького кряжа на довоєнному етапі були підведені в 1937 р. у зв'язку з скликанням XVII сесії Міжнародного геологічного конгресу в Москві. М. М. Пригоровський (1939) відносить Донбас до середньо- і верхньокам'яновугільної вугленосної провінції. П. І. Степанов (1939) зараховує цей басейн до родовищ вестфальського пояса. Пригоровський виділяє його в окремий д о н е-

цький тип родовищ, що характеризується рівномірними плавними рухами в період вуглenагромадження на обширних узбережних територіях, переважно приморських. С. М. Наумова (1939) дала характеристику пилку і спор з вугілля СРСР, в тому числі з кам'яновугільних відкладів Донбасу.

В Трудах XVII сесії конгресу П. І. Степанов наводив геологічне обгрунтування проблеми Великого Донбасу. На його думку, вугленосна товща Донецького кряжа нагромаджувалася в геосинклінальній западині, загальний режим опускання якої супроводили багаторазові по-

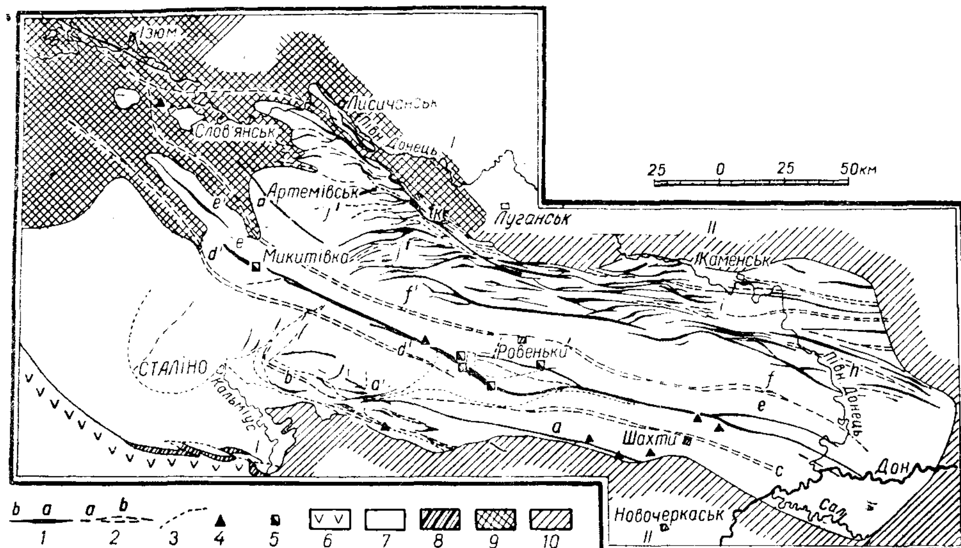


Рис. 75. Схематична карта головних тектонічних елементів Донецького басейну (за П. І. Степановим).

1 — антиклінальна осьова лінія; а — підняття осей, ь) занурення осей; 2 — синклінальна осьова лінія: а) підняття осей, ь) занурення осей; 3 — лінії розривів (скиди і насуви); 4 — вивержені породи; 5 — руди свинцю, цинку, міді, ртуті; 6 — докембрій; 7 — карбон; 8 — девон; 9 — площі, вкриті тріасом, юрою та крейдою; 10 — площі, вкриті крейдовими та третинними відкладами: а — Південний антиклінал; а' — Амвросіївський антиклінал; ь — Макіївська синкліналь; с — Несвітаєвсько-Шахтинська синкліналь; d — Чистяківська синкліналь; d' — Кальміус-Торецька улоговина; е — Головний антиклінал; е' — Дружківський антиклінал; f — Довжансько-Суліисько-Садкинська улоговина; f' — Боково-Хрустальська улоговина; g — Північний антиклінал; h — Краснодонська синкліналь; i — Каменська антикліналь; j — Калинівська синкліналь; j — Селезнівська синкліналь; к — Черкаська синкліналь.

вільні підняття і опускання дна, пульсація, яка викликала циклічну зміну морських фацій континентальними і навпаки. За характером тектоніки кряж належить до багатофазних складчастих хребтів з рівномірно виявленими антиклінальними і синклінальними складками, ускладненими насувами. У великих розломах в масив кряжа проникали щільні вивержені породи обмеженого поширення (рис. 75).

На підставі вичерпної характеристики уявлень того часу про геологічну будову Донецького кряжа Степанов визначив такі завдання проблеми Великого Донбасу: 1) висвітлення справжніх розмірів масиву вугленосних відкладів донецького типу, включаючи його частини, поховані під мезо-кайнозойськими відкладами, 2) визначення потужностей невугленосних товщ для виявлення нових промислових площ, що залягають на глибині, приступній для розробки, 3) відкриття нових родовищ корисних копалин вугілля, солі, природних газів, нафти, металічних корисних копалин, будівельних матеріалів, мінеральних джерел тощо.

Д. М. Соболєв (1939) вважав, що Великий Донбас становить одну з частин Середньоєвразійської геосинкліналі і входить до складу Амадоційського басейну. Цей басейн обмежований шельфами Центрально-Російської і Української плит.

Тектонічно гірську частину Амадоційського басейну представляє Донецький кряж, що складається з кількох різних за віком частин. До складу Донбасу Соболєв відніс: 1) Кальміуське моноклінальне девоно-карбонове поле, у складі волноваського шельфу на півдні і Бешівської крайової геосинклінальної смуги на півночі; 2) Головне донецьке поле, яке займає більшу східну частину кряжа. На півдні назване Головне поле межує з прозо-геосинклінальним Азовським басейном, на півночі — з північною облямівкою кряжа і, далі, з опісто-геосинклінальним Донецьким каналом. Головне поле між переліченими структурами становить герцинське ядро кряжа. Ядро складене нечисленними мегантикліналями і мегасинкліналями західно-північно-західного простягання і дещо вигнуте на південь. На заході антикліналі ядра виступають у постумну зону кряжа з переважним північно-східним і субмеридіональним простяганням. У середній, найбільш стиснутій, частині тектонічне спорудження пересічене поперечним підняттям діагонального, північно-східного, напрямку. Герцинське ядро Донецького кряжа, на думку Д. М. Соболєва, супроводжується сингенетичними і, частково, постумними інтрузіями і ефузивами магматичних порід, приурочених до дислокаційної межі ядра з Азовським басейном і до Головного антикліналу кряжа, особливо в місці перетинання його поперечним підняттям. З цим районом пов'язані рудні жили. На північ від герцинського ядра Соболєв поміщає постумну кімерійську облямівку, теж складену карбоном. На північний захід від Кальміуського поля і від герцинського ядра він виділяє північно-західний постум кряжа, що складається з трьох неоднакових зон. Перша кімерійська, або Артемівська, зона характеризується на півдні субширотним, а північніше — субмеридіональним простяганням верств. Це, як і північна облямівка, зона поширення курного вугілля, ангідриту, гіпсу, солі і осадочних мідних руд. Друга кімерійська, або Ізюмсько-Гришинська зона поділяється на частини: південну — Гришинську, і північну — Ізюмсько-Слов'янську. Гришинське поле є продовженням Кальміуського і становить широку смугу моноклінально похилих на північний схід верств девону, нижнього і середнього карбону, частково захованих під молодшими назерствуваннями. Ізюмсько-Слов'янська площа зайнята верхнім карбоном і пермською системою, що утворюють ряд ізольованих куполів серед післяпермських порід. Ця зона покрита майже суцільним плащем третинних відкладів. Третя, Лозівсько-Перещепинська, зона північно-західного постуму поширюється на захід майже до Кременчука, прилягає на півдні до щита, а на півночі межує з Дніпровсько-Донецькою западиною. Вона становить продовження Гришинського поля.

На північ від Донецького кряжа, між ним і донецьким шельфом, на думку Соболєва, розміщений опісто-геосинклінальний Донецький канал, в якому наявний донецького типу карбон, покритий строкатоколірною світою, крейдою, що виповнює прогин, морським палеогеном і континентальним неогеном. На північний захід Донецький канал переходить у Дніпровсько-Донецьку западину, яка виникла в результаті поступальної, вперед по простяганню — евтидромної — міграції Амадоційської геосинкліналі. Западина від шельфів відокремлена крутим перегином верств — крейдовим плечем, що на південно-західній межі западини набуває характеру скидової лінії ларамійського часу.

Тектонічний поділ Донецького кряжа, запропонований Д. М. Соболєвим, був істотним кроком вперед у висвітленні геологічної структури Донбасу. Виділений ним Донецький канал увійшов в літературу під назвою північного переддонецького прогину, в який, правда, вкладається інший зміст, ніж той, який справедливо вкладав у нього Соболєв.

Є. О. Погребицький тоді ж (1939) установив зв'язок метаморфізму кам'яного вугілля з геологічною історією Донецького кряжа. Трохи раніш, у 1935 р., Погребицький висвітлив питання геологічної будови кряжа у зв'язку з обгрунтуванням проблеми Великого Донбасу.

Загальні риси геофізичних властивостей території Великого Донбасу охарактеризував А. Т. Донабєдов (1939). Він відзначив, що для районів платформи, прилеглих до Донецького кряжа, характерні: 1) плавне занурення кристалічних порід на південь від Курської магнітної аномалії, до північних меж Донецького кряжа: коли в районі Кантемировки кристалічні породи залягають на глибині 340 *м*, то в районі Кам'янська їх глибина досягає 4 *км;* 2) різке підняття кристалічних порід, з глибини 4,5—5 до 1,5—2 *км,* вздовж північної межі відкритого Донбасу; 3) занурення кристалічних порід на південь від цього підняття на глибину до 5,5 *км* і новий підйом до глибини 1,5—2 *км* на широті Головного антикліналу; 4) регіональне порушення (скид або грабен) південної і південно-східної окраїн кристалічного ложа Великого Донбасу, що простягається від Приазовського кристалічного масиву через Лисогорку — Сальськ в напрямку до Каспійського моря; на південь від цього порушення кристалічний фундамент Приазовського кристалічного масиву занурюється повільно на південний схід від 500 до 1500 *м.* Відзначене А. Т. Донабєдовим підняття кристалічного фундаменту вздовж північного крила Донецького кряжа дає можливість зрозуміти різкі дислокації цього району, що їх описав В. С. Попов. *Наявні вздовж північного краю Донбасу порушення слід розглядати як структури облямовання, подібні до тих, які ми спостерігали в межах середнього Придніпров'я, зокрема на Канівщині.*

У 1939 р. А. П. Ротай переглянув обгрунтування стратиграфічного поділу нижнього карбону Донецького кряжа і, зокрема, положення в ньому намюрського ярусу. Тоді він проводив його нижню межу по підошві верстви вапняку C_1, а верхню — по підошві вапняку F_1. Питання стратиграфії нижнього карбону Донецького кряжа і положення в ньому намюрського ярусу було предметом широкого обговорення в пізніші роки.

Питання загальної структури Донецького кряжа, в зв'язку з XVII сесією Міжнародного геологічного конгресу, розглядали також В. С. Попов (1939) і М. О. Родигін (1939). Питання тектоніки кряжа висвітлювали також М. М. Карлов (1935), В. О. Банковський (1935), О. З. Широков (1938) та ін. В. С. Попов (1936) установив участь в насувах нижньотретинних відкладів. Він описав насув карбону і тріасу на відклади київського ярусу в районі Лисичанська. На цій підставі він доводив наявність савської фази альпійського орогенезу у формуванні Донецького кряжа. Попов констатував постумні явища не лише в складчастості, але і в насувах. Він вважає, що горотворення в Донбасі відбувалося за альпійського, кімерійського й вариського циклів.

Питання про циклічність седиментації осадочних товщ розглядали Б. І. Чернишов (1931), Ю. А. Жемчужников (1952) та ін. Жемчужников вважав, що для Донецького кряжа доведена ритмічна зміна й повторюваність осадків, наявність типових узбережних відкладів, переважно в покрівлі вапнякових верств і почасти в їх підошві.

Крім перелічених, дані про структуру Донецького кряжа зібрані в працях В. М. Чирвінського (1928), О. А. Дубянського (1932, 1935), М. Й. Лебедєва (1927), С. В. Семихатової (1931, 1951), Г. П. Алфер'єва (1934), В. Д. Голубятникова (1931) та ін.

Вивчення геологічної будови Донецького кряжа з новою силою розпочалося після Великої Вітчизняної війни. Дослідження в цей час провадяться в різних напрямках і вносять багато нового в знання літології, стратиграфії, тектоніки й палеонтології Донецького кряжа. Г. В. Липківська (1947) зробила спробу дати загальну характеристику глинистих порід кам'яновугільної системи кряжа. За складом вона виділяє полімінеральні і мономінеральні глинисті породи. За генетичними ознаками відносить ці породи Донецького кряжа до сіалітів і пелітолітів.

Петрографічний склад девонських відкладів південних окраїн Донецького кряжа вивчала І. Ф. Трусова (1947). Породи серії білого девону вона характеризує так. Аркозові пісковики з слюдисто-польовошпатовим цементом складені з однорідного уламкового матеріалу. Кварцові пісковики мають білий або світлозелений колір. Цемент кварцовий, із смужками серициту й каоліну. Вулканічні брекчії авгітових і плагіоклазових порфіритів утворені з крупних, 2—4-міліметрових уламків лави порфіритового складу, зцементованих зміненим попеловим цементом. Мандельштейнові діабази і діабаз-порфірити, які утворюють штоки й жили серед осадочних порід білого девону, мають первинні мінерали, майже повністю заміщені кальцитом, хлоритом і лейкоксеном. Палеобазальти під мікроскопом виявлені як порода порфірова.

Поліміктові пісковики бурого девону складені з різних за розмірами уламкових часток — від 0,2 до 2,5 *мм.* Цемент у них базальний, залізистий або каоліновий, іноді кварцовий, регенераційного типу.

На основі мінералогічного складу сірого девону Трусова приходить до висновку, що світи його характеризуються великим поширенням вулканічних туфів і туфобрекчій з підлеглими їм проверстками лав, відповідних трахіліпаритовій і ліпаритовій магмі.

Зміна складу лав, отже, йшла від базальтової до ліпаритової.

І. Ф. Трусова робить висновок, що асоціація лав на південно-західній окраїні Донбасу належить до середземноморського типу, характерного для перехідних зон від орогенічних до платформених областей.

Загальний хід тектонічного розвитку Донецького кряжа і Дніпровсько-Донецької западини, на думку О. О. Богданова (1947), починається з епохи відкладання соленосних девонських верств ейфельського і початку живетського віків. Тоді, раніш високо піднятий, кристалічний фундамент Російської платформи був розчленований на ряд антекліз і синекліз. У цей час середньо- і верхньодевонські відклади на південному Донбасі утворювались одночасно з розколом кристалічного фундаменту на окремі скиби, які східцями опускалися в південному напрямку. Початок кам'яновугільного періоду, після короткого і значного підняття Українського щита і Воронезького кристалічного масиву, позначився новим зануренням Дніпровсько-Донецької западини і прилеглих районів, яке тривало аж до третинного часу. Азово-Подільська антекліза в середньому карбоні була менш рухлива, причому, мабуть, рух був висхідний. Тоді, можливо, заклалися південна і головна антиклінали Донецького кряжа, що утворився в межах Дніпровсько-Донецької синеклізи.

Донецьку складчастість Богданов розглядає як локальну, найбільш інтенсивну в північній частині, віддаленій від Приазовського кристалічного масиву. Він вважає можливим пов'язувати її формування зі зміщенням кам'яновугільних порід по пластичному шару девонської солі; складчастість там має неглибоке закладання і не залежить від деформації фундаменту. Разом з тим припускається, що тангенціальні напруження, які викликали утворення складок Донецького кряжа, виникли внаслідок вертикальних переміщень кристалічного фундаменту платформи і опускання Дніпровсько-Донецької западини.

В характеристиці девону південної частини Донецького кряжа Ю. М. Пущаровський (1947) виділяє не тільки верхньо-, але й середньодевонські відклади і вважає, що трансгресія моря в межі Донбасу відбувалась саме в середньому девоні. До живетського ярусу належить товща аркозових і кварцових пісковиків та кварцитів, що лежить на

розмитій поверхні докембрійського кристалічного фундаменту і охарактеризована рештками викопних риб. Розломи і вулканічні виверження в південному Донбасі Пущаровський відносить до пізньодевонського часу. В результаті диференціальних рухів відбувались не тільки розломи, але й розмиви уже відкладених товщ. Це мало місце перед виливом порфіритів та перед початком кам'яновугільної трансгресії.

Знайдені Ю. М. Пущаровським у середньодевонських відкладах рештки риб вивчив Д. В. Обручев (1947). Ці рештки належать кокостеусу, антіарху, остеолепісу (?), лакогнатусу, диптерусу. Викопна фауна риб належить до верхньої половини живетського віку середньодевонської епохи.

А. В. Приходько (1948) дещо поповнює список викопних остракод з нижньокам'яновугільних відкладів Донбасу, виявлених Б. І. Чернишовим у 1924 р. і описаних М. О. Баталіною.

В. П. Макридін (1949, 1951) уточнює схему стратиграфічного поділу юрських відкладів у Донбасі. Повні розрізи юрської системи він відзначає в районі між сс. Сухою Кам'янкою, Протопопівкою і Смирновкою. Там виділяються три комплекси порід: верхній і нижній — піщано-глинисті, континентальні, і середній — вапняково-глинистий, морський. Монографічний опис викопних брахіопод Макридін дав у 1952 р.

Питанням мінералогічного складу продуктивної товщі карбону Донецького кряжа велику увагу приділив М. В. Логвиненко (1949, 1953). В останній роботі він висунув класифікацію карбонатних порід, поділяючи їх на три групи: уламкові, біоморфні й хімічні. Докладно характеризуючи склад інших типів осадочних порід Донбасу, Логвиненко в складі продуктивної товщі виділяє фації: тимчасових потоків, алювіальних піщано-глинистих відкладів, фацію вугілля і підстелюючого його грунту, фацію мілководних глинистих осадків, сірководневих вапняків, кластогенних вапняків, узбережно-морських піщано-алевролітових осадків, морських глинистих осадків, біоморфних вапняків. Щодо будови й умов утворення продуктивної товщі М. В. Логвиненко приходить до висновку, що: 1) для багатьох вугільних верств глинисті сланці в покрівлі витримуються по всьому басейну, 2) при наявності в покрівлі вапняку й глинистого сланцю заміна останнього вапняком відбувається в напрямку з південного заходу на північний схід, 3) деякі вугільні пласти виявляють сліди розмиву і там глинисті сланці заміщені пісковиком, 4) особливості поширення вапняків свідчать, що море на територію Донецького кряжа наступало зі сходу і півночі, 5) площа поширення пісковиків узбережно-морської фації видовжена з північного заходу на південний схід, 6) поширення пісковиків континентального походження з верствуватістю змінних потоків співпадає з областю Головного антиклиналу і північної антикліналі та прилеглої до неї смуги дрібної складчастості. Логвиненко вважає, що джерелом матеріалу для утворення продуктивної товщі Донецького кряжа були продукти руйнування Українського кристалічного щита. Для деяких районів кряжа провінцією живлення був Приазовський кристалічний масив.

У 1953 р. М. В. Логвиненко і Б. Я. Каплан дають коротку характеристику доломітів пермської системи Донецького кряжа. Вони відзначають, що доломіти залягають у вигляді пластів і пластоподібних відкладів серед піщано-глинистих і строкатоколірних порід, які вміщують проверстки ангідриту й гіпсу. В складі доломітів вони виділяють відміни — водоростеві, пористі, оолітові і піскуваті. У тому ж році Г. В. Карпова і В. П. Макридін (1953) характеризують алювіальні фації першої континентальної, або вугленосної, світи донецької юри. Утворення цих відкладів автори розглядають за умов, коли русловий алювій змінювався відкладами заболочених ділянок широких заплав, сприятливих для процесу вугленагромадження.

К. О. Новик (1953), характеризуючи етапи розвитку рослинності в кам'яновугільному періоді, приходить до висновку, що в окремих районах Донецького кряжа розвивались окремі групи рослинності.

І. С. Усенко і І. М. Ямниченко (1952) виявили туфогенні утворення в юрських відкладах на північний схід від Лозової. Туфогенні утворення представлені пірогенними кластичними породами. Автори приходять до висновку, що утворення туфогенних порід пов'язане з імовірними келовей-батськими ефузіями по розломах, що утворилися в процесі формування купольних структур.

Д. Є. Айзенверг (1952), на підставі аналізу фацій кам'яновугільних відкладів Донецького кряжа, твердить, що протягом нижнього карбону в Донбасі змінювались умови суші і моря, яке наступало зі сходу. Середньо- і пізньокам'яновугільні епохи відзначаються повільним відступанням моря на схід і поширенням узбережних і узбережно-континентальних строкатоколірних утворень, що неодмінно облямовували басейн протягом всього того часу і поширилися на всю площу Донбасу у пермському періоді.

М. К. Комоцький (1953) і М. М. Карлов (1953) торкаються питань тектоніки Донбасу. Карлов пише про наявність перерви на межі верхньодевонських відкладів і доломітів турнейського віку. Незгідність відповідає всій новотроїцькій зоні. Цей дослідник вважає, що на Донецькому кряжі мала місце каледонська фаза тектогенезу, яка проявилася не тільки коливальними рухами і утворенням розломів, але й плікативними дислокаціями, ускладненими насувами. Він вважає, що каледонські складки, як і ранньоварніські, були успадковані від більш давньої (карельської) складчастості. З цими твердженнями М. М. Карлова не погодилася редакція Бюлетеня Московського товариства природодослідників (БМОИП), де його робота надрукована.

Б. П. Стерлін (1953, 1954), розглядаючи питання про межу середньої і верхньої юри в Донбасі, приходить до висновку, що найближчий горизонт середнього і, частково, нижнього келовею представляють карбонатні глини з зернами кварцу й оолітами. Кам'янську світу Стерлін ділить на дві підсвити: нижню — піщано-туфогенну, що відкладалася частково в морських умовах, і верхню—глинисту, озерну, з відбитками рослин. Межу між середньою і верхньою юрою на Донецькому кряжі, як вважає Б. П. Стерлін, слід проводити по покрівлі піщано-туфогенної морської підсвіти. До верхів цієї підсвіти відноситься тектонічна незгідність, відома по р. Сухій Кам'янці біля с. Яремівки.

І. Д. Седлецький (1953) установив, що в складі глинистих сланців девону південного Донбасу переважають монтморилоніт, гідрослюда (аліт), каолініт і кварц, що характеризують зеленуватосіру відміну його. Тонкі фракції бурофіолетового глинистого сланцю складені асоціацією мінералів, до якої входять монтморилоніт, гідрослюда (аліт), каолініт, кварц, гетит і гідрогематит. Переверствування зеленуватосірих і бурофіолетових сланців, на думку Седлецького, вказує на відносно швидку змінність лужного й окисного середовища на одній і тій же ділянці басейну, пов'язану з рухливістю берегової лінії.

В. О. Калюжний і Л. І. Колтун (1953), на піставі аналізу мінеральних асоціацій в жилах на Нагольному кряжі, твердить, що за умов рудоутворення рудоносні розчини були збагачені на вуглекислоту, формування мінералів відбувалось за умов виділення газової фази CO_2 (кипіння) або після такого виділення; тиск при мінералоутворенні був 750—800 *атм*; кварц кристалізувався при температурах 200—143°С; включення сфалериту у світлій відміні допускають температуру 190—183° С; температури сумісної кристалізації гірського кришталю — буланжериту — з Єсаулівки коливається в межах 176—163°С.

Питання тектоніки й історії розвитку Донецького кряжа в багатьох

своїх працях висвітлює В. О. Банковський (1935, 1952, 1953). Він не погоджується з поглядами на історію розвитку Донецького кряжа В. С. Попова і Й. Ю. Лапкіна і вважає, що поперечні деформації кряжа, які описували П. І. Степанов, Д. М. Соболєв та ін., слід пов'язувати з системою розколів скидового характеру, викликаних вертикальним переміщенням окремих блоків кристалічного фундаменту. Розломи в осадочному, ще не складчастому покриві, складеному палеозойськими породами, викликали деформації переважно у вигляді флексурних перегинів. Головні розколи у фундаменті, як думає Банковський, пов'язані з системою розломів у кристалічному фундаменті південного заходу Російської платформи в цілому.

Питання структури Донбасу і порушень його окремих частин, а також питання стратиграфії осадочних товщ, висвітлювалися в роботах С. Є. Верболоза (1953), Г. О. Іванова (1939), Я. Н. Кашпура (1952), Г. Ф. Крашеніннікова (1951), М. Л. Левенштейна і Л. П. Нестеренка (1952), В. Д. Фомичова (1953), А. С. Хоментовського, О. Л. Ейнора (1952), Д. Є. Айзенверга (1952), М. П. Балуховського, К. Н. Савич-Заблоцького і Й. Ю. Лапкіна (1948), Й. Ю. Лапкіна і Г. А. Кирєєвої (1952). Й. Ю. Лапкін (1951, 1954) приділив чимало уваги питанням стратиграфії пермської системи Донецького кряжа, зокрема характеристиці вапняково-доломітової товщі. Особливу увагу Лапкіна привертає питання Донецького канала, який він називає Переддонецьким прогином і вбачає в ньому аналогію передгірних прогинів геосинклінальних складчастих областей. Стратиграфію третинних відкладів західного краю Донецького кряжа в 1954 р. висвітлив М. М. Клюшников. Він описує наверствування ярусів: бучацького, київського, харківського й полтавського.

Д. П. Резвой (1954), розглядаючи питання про особливості розвитку південної окраїни Донецького кряжа в девонський час, приходить до висновку, що нагромадження середньо- і верхньодевонських відкладів у південній частині Донбасу відбувалось у прогині, найбільш занурена частина якого на південному заході прилягала до Азовського масиву, що інтенсивно піднімався. Ширина прогину була 6—8 *км*, на північний схід глибина його зменшувалась. До найбільш зануреної частини прогину, як вважає Резвой, приурочене велике пластове тіло порфіритів. Піднімались порфірити вздовж великого розлому, що проходив на межі областей занурення і підняття. Пізніше по цьому розлому начебто граніт насунувся на порфірити верхнього девону. Девонський (Каракубський) прогин становить ланку в ряді таких прогинів, що простягаються на захід. У першу половину нижньокам'яновугільної епохи у прогині відклалися незначної потужності товщі карбонатних відкладів. У заляганні девону виявлена синкліналь, що відповідає прогинові. Вздовж розлому розміщена система дрібних брахіантикліналей і брахісинкліналей, що ускладнюють загальну синкліналь.

Питання структури південного Донбасу розглядає А. П. Скляр (1951, 1953). За його даними, в районі с. Каракуби рожевосірі граніти проривають товщу девонських відкладів. Характеризуючи девонські відклади на південному Донбасі, Скляр підкреслює сталість потужності та складу цих відкладів на значному просторі. Він відмічає, що в районі с. Стили виступає горст, в межах якого з розрізу випадає бурий і, частково, сірий девон. Погляди Скляра на структурні взаємовідношення граніту і девонських відкладів критично розглядали М. В. Муратов (1953) і Ю. М. Пущаровський.

Л. П. Нестеренко (1954) описав відомі у складі верхньокам'яновугільних відкладів у південно-східній частині Бахмутської улоговини і с а є в с ь к у світу — C_3^1 (N), а в і л о в с ь к у світу — C_3^2 (O), а р а у к а р и т о в у світу—C_3^3 (P).

Я. Н. Кашпур (1954) провів виміри температури в глибоких свердловинах Сталіно-Макіївського району Донбасу і встановив, що на глибині 1020 *м* вона досягає 37,1°. Геотермічний градієнт підвищується на антикліналях і спадає у синкліналях. Температура теж знижується в напрямку до донної частини Кальміус-Торецької улоговини, а також на південь, до області поширення карбону.

К. О. Новик (1954) описала велику кількість представників викопної рослинності з кам'яновугільних відкладів східної частини Донбасу. За її даними, рослинність східного району не відрізняється від рослинності заходу Донецького кряжа. На цій підставі обгрунтовується можливість уточнення синоніміки вугільних пластів.

Ю. Б. Устиновський (1954) доводить, що межу між девонськими і кам'яновугільними відкладами в Донбасі слід проводити не по підошві вапнякової товщі, а вище. Ця межа лежить десь у верхній частині вапняково-доломітової товщі — $C_1^t a$.

В останній час увагу дослідників Донецького кряжа все більше привертає генезис осадочних товщ. Зокрема, питання алювіальних відкладів у вугленосній товщі середнього карбону Донбасу розглядали О. М. Гейслер, С. Є. Колотухіна (1948, 1952), П. Ф. Лі (1950), П. П. Тимофєєв (1954), М. І. Рітенберг і З. В. Тимофєєва (1954), А. П. Феофілова і В. С. Яблоков (1954). Ю. А. Жемчужников у результаті вивчення алювіальних товщ вугленосної формації Донбасу визначає основні методи його дослідження. Феофілова і Яблоков твердять, що алювіальні відклади особливо поширені в складі світ C^5, C_2^6, C_2^7. У межах перших двох світ вони переважають над усіма іншими фаціями. Процентне співвідношення окремих фацій у світах, за даними цих дослідників, становить:

Світа	Фації в %				
	алювіальні	болотяні	озерні	лагунно-затокові	морські
C_2^5	35,3	17,1	5,1	31,2	11,3
C_2^6	42,8	10,8	7,4	26,0	13,0
C_2^7	16,9	14,2	3,9	47,8	17,2

Алювіальні відклади представлені переважно пісковиками різної крупності зерна. Форма залягання алювіальних кам'яновугільних товщ у плані лінійно витягнута, долинна, і дуже характерний поділ однієї широкої долини на декілька вужчих, що віялоподібно розходяться, як те бачимо в пригирлових частинах річок та дельт. Феофілова і Яблоков твердять, що напрямки, за якими долини поділяються на рукави, завжди погоджуються з напрямками пізніших трансгресій моря. За умов, коли алювіальні відклади виявлені в кількох послідовних циклах осадкоутворення, звичайно спостерігається успадкованість — долини верхніх циклів у плані займають приблизно ті ж місця, що й попередні, лише зі зміщенням в якомусь певному напрямку. В осьових частинах долин цикли накладаються і утворюють алювіальні товщі значної потужності.

Л. П. Ботвінкіна, вивчивши алювіальні відклади світ C_2^5, C_2^6 і C_2^7 у районі головної синкліналі Донбасу, приходить до висновку, що за перелічених умов седиментації алювіальні відклади в одному напрямку виклинюються по лінії розмиву, а в поперечному до нього напрямку фаціально переходять у дельтові й морські відклади. Будова

алювіальних товщ буває одноярусною і багатоярусною. Остання зумовлена міграцією русла і коливальними тектонічними рухами. М. І. Рітенберг і З. В. Тимофеєва (1954) відзначають, що так звані тютюнові пісковики, які лежать між вапняками K_1 і K_2, мають алювіальне походження і складаються з двох пачок. З тютюновим пісковиком схожі «лисячі» пісковики, що лежать вище, між вапняковими верствами K_2—K_4, «рубіжні» пісковики над вапняком K_9 і пісковики з світи C_2^7 над вапняком M_1. При загальній подібності верстви пісковиків сильно відрізняються своїм складом.

Для нижніх горизонтів світи ці дослідники вважають характерним аркозово-грауваковий склад пісковиків, при значній ролі ефузивного матеріалу, і апатито-гранатову асоціацію акцесорних мінералів, для пісковиків верхньої частини світи — кварцово-польовошпатовий склад і рутило-цирконо-турмалінову асоціацію акцесорних мінералів.

Н. А. Рєдечкін (1955) пропонує проводити верхню межу верейського горизонту середнього карбону в східній частині Донбасу по підошві вапняку K_3.

В останній час А. О. Білик, М. Й. Бланк, Б. С. Воробйов, Й. Ю. Лапкін, Л. С. Палець і С. Є. Черпак (1955) опублікували нові дані про соленосну світу донецької пермі. Вони повідомляють, що соленосні відклади пермського віку виявлені у свердловинах далеко на захід від Бахмутської улоговини. В Балаклійському районі соленосні пермські відклади залягають у такій же послідовності, як і в Бахмутській улоговині. Автори пропонують уточнити схему стратиграфічного поділу соленосної товщі, яку в свій час обгрунтував М. М. Яковлєв (1914).

К. І. Соколова (1955) опублікувала нові дані про стратиграфію тріасових відкладів у північно-західній частині Донецького кряжа. Вона не погоджується з поділом тріасу на світи у Г. Ф. Лунгерсгаузена і виділяє нижній тріас з двома товщами: нижньою — пісковиковою, і верхньою — товщею червоних або, місцями, зелених глин. Верхній тріас складається також із двох товщ. Різниця літологічного складу і рослинні рештки дозволяють розглядати нижню частину верхнього тріасу як кейпер, а верхню — як нижній лейас. Літологію і палеогеографію юрських відкладів на північно-західній окраїні Донецького кряжа висвітлював Н. Є. Канський (1955).

Нові відомості про літологію і палеогеографію араукаритової світи західної частини Донецького басейну зібрала Г. В. Карпова (1955), про фації середнього й верхнього карбону — В. О. Банковський (1953). Питання про намюрський ярус розглядають Д. Є. Айзенберг і Н. Є. Бражнікова (1956). Вони пропонують виділити новий ярус нижнього карбону — бешівський, на тій підставі, що низи світи C^3 належать ще до верхів візейського ярусу. Відклади світи C_1^5 належать до середнього карбону і повинні розглядатися як нижня частина башкирського ярусу. Решта відкладів світи C_1^3 і світа C_1^4 відбивають окремий етап осадкоутворення. Вони і складають бешівський ярус, що за віком відповідає намюру західної Європи.

Третинні й четвертинні відклади, переважно, західної і північно-західної частин Донецького кряжа в 1955 р. висвітлювали Г. Д. Соболєв, К. С. Усенко, Т. Ф. Євсеєв. Матеріали до мінералого-петрографічної характеристики вугленосної товщі Донбасу зібрали М. В. Логвиненко і Г. В. Карпова (1955). До стратиграфії нижньокрейдових відкладів північно-західних окраїн Донбасу нові відомості додали І. І. Литвин, С. В. Корольова (1955), Т. О. Ткаченко і О. С. Липник (1955). П. Д. Потієвська (1955) пропонує поділити верхньобашкирські відклади західної частини Донецького басейну, за викопними фораміферами, на три

біостратиграфічні зони — нижню, середню і верхню. В. П. Макридін і М. С. Зінов'єв (1955) знайшли нові для донецької верхньої юри види амонітів і, зокрема, черепашки Taramellicerax ex gr. richei L o r.

Н. П. Василюк (1955) висвітлила розвиток викопних коралів з нижнього карбону Донбасу.

Ряд дискусійних робіт з тектоніки Донецького кряжа викликав критичні зауваження Ю. М. Пущаровського (1955), М. Л. Левенштейна і Л. П. Нестеренка (1955) та ін.

У процесі більш ніж двохсотлітньої історії вивчення геологічна будова Донецького кряжа висвітлена значно повніше, ніж будь-якого іншого району Європейської території Радянського Союзу. Разом з тим у відомості про геологічну будову кряжа безперестанно вносяться усе нові доповнення й дані, ставляться нові проблеми й питання.

Серед питань геології Донецького кряжа, висвітлення яких потребує дальшого поглиблення, найважливішим є висвітлення структури Донецького кряжа, особливо північної частини, і положення його в структурі південного заходу Російської платформи. Значного поповнення потребують відомості про вулканізм у Донбасі і його зв'язок з тектонікою. Ще недостатньо висвітлені і багато в чому спірні питання стратиграфії осадочних товщ — стратиграфічний поділ девону, нижнього карбону, пермської і тріасової систем, юри. Мають бути дальше поглиблені питання історії седиментації осадків і розміщення мінеральних концентрацій.

3. СТРАТИГРАФІЯ

Геологічна будова Донецького кряжа складна. В його межах розвинута потужна осадочна товща, до складу якої входять відклади девонської, кам'яновугільної, пермської, тріасової, юрської, крейдової, третинної і четвертинної систем. Сильно дисльоковані верстви осадочних товщ Донецького кряжа затиснуті в рамі з докембрійських порід. На півдні відслонення докембрію простежуються вздовж північно-східного краю Приазовського кристалічного масиву. На схід і на захід породи докембрію занурюються і перекриті верствами осадочних відкладів. Північний край Донецького кряжа прилягає до зануреного південно-західного краю Воронезького кристалічного масиву. В будові Донецького кряжа беруть участь, головне, кам'яновугільні відклади. Верстви пермського віку не поширюються на схід від меридіана м. Дебальцевого. До цієї межі поширюється власне кам'яновугільний Донбас. На захід від меридіана неширока смуга дислокованих верств пермської системи становить наче перехідну зону до області куполової тектоніки, що починається західніше меридіана м. Артемівська. Там відслонюються пермські й мезозойські відклади. На власне Донецькому кряжі відслоненість стратиграфічних комплексів змінюється з півдня на північ. На крайньому півдні відслонені верстви девонської системи. Північніше вони занурюються під добре відслонені наверствовання нижнього, а далі середнього й верхнього карбону. Верхи нижнього карбону відслонюються лише в осьовій частині Головного антикліналу.

Складчаста побудова Донецького кряжа зазнала кілька довгих епох денудації. Найвизначніші з них — передсеноманська і еоценова, коли води трансгресуючого моря майже перекривали Донецький кряж. В еоценову епоху завершилась його пенепленізація. Пізніші процеси денудації знищили покрив морських осадочних верств на Донецькому кряжі і оголили його палеозойський цоколь.

Сучасний Донецький кряж являє собою горбасту височину, гористий характер якої зберігся лише в окремих районах Нагольного кряжа та на узбережжі Дінця. Верстви гірських порід, що беруть участь в

його будові, дуже відслонені — не лише по річкових долинах, але й на вододільних просторах. Завдяки оголеності кряжа його структура простежується до деталей і докладно вивчена.

ДОКЕМБРІЙСЬКИЙ КРИСТАЛІЧНИЙ ФУНДАМЕНТ

Відслонень докембрійського кристалічного фундаменту на Донецькому кряжі немає. Виступи докембрію на межі Донецького кряжа і Приазовського кристалічного масиву розглянуті в розділі про Український кристалічний щит. Для розуміння тектоніки кряжа велике значення має глибина занурення його кристалічного фундаменту.

За даними А. Т. Донабєдова (1939), глибина залягання кристалічного ложа в Донбасі близько 3000 *м*. Окремі блоки кристалічного фундаменту, як це можна спостерігати в районі верхньої течії р. Кринки і Красного Луча — Ровеньків, значно підняті. З цим підняттям кристалічного фундаменту пов'язаний структурний перегин синклінорію Донецького кряжа і природний поділ на західну й східну частини.

Іншу особливість структури кристалічного фундаменту становить наявність глибокого, очевидно ровоподібного, прогину, що простягається північніше Головного антикліналу, де кристалічні породи лежать на глибині до 5,5 *км*. До цього прогину похилені великі, теж глибоко занурені, Кальміус-Торецький і Бахмутський блоки. Підняте ребро Кальміус-Торецького блоку по широті Головного антикліналу лежить на глибині лише 1,5—2 *км*. Те саме маємо і вздовж північного краю Донецького кряжа, де північне ребро Бахмутського підземного блоку лежить не глибше 1,5 *км* від поверхні. Піднятим блокам кристалічного фундаменту в Донецькому кряжі відповідають найскладніші порушення залягання осадочних верств. З цього випливає, що тектоніка осадочних товщ Донецького кряжа нерозривно зв'язана з диференційованими рухами його кристалічного фундаменту і кристалічного докембрійського облямовання.

Питання взаємовідношення кристалічного фундаменту і осадочних порід у Донбасі має велике принципове значення. Область поширення докембрійських кристалічних порід у зоні зчленування Донецького кряжа і Приазовського кристалічного масиву геоморфологічно дуже відрізняється від Донбасу. Горбастий рельєф кристалічних порід прикрашають скелі, що ускладнюють будову річкових долин.

Склад порід докембрійського фундаменту в зоні зчленування різноманітний. Особливо поширені різні кристалічні сланці й мігматити.

Осадочно-метаморфічний стародавній кристалічний комплекс розрізають рожеві і рожевосірі аплітоїдні граніти. За спостереженнями А. П. Скляра, саме рожевосірі граніти утворюють інтрузії в осадочну товщу девонської системи (1951). Докази цього Скляр наче сам спостерігав у районі на схід від Кипучої Криниці. З інтрузією рожевосірого граніту він пов'язує наявність пірамідальних кристалів молочнобілого кварцу, аметисту і флюориту, а також явищ піритизації, хлоритизації та окварцування в доломітизованій товщі $C_1 a$ та $C_1^t b$ нижнього карбону. Відзначаючи в гранітах наявність ксенолітів, перерви між світами $C_1^t c$ і $C_1^t d$, з'явлення доломітизації у вапняках девону і в товщі світ $C_1^t a — C_1^t b$ нижнього карбону, А. П. Скляр відносить вік гранітної інтрузії до часу після відкладання верств горизонту $C_1^t b$. Наявність перерви і прорив гранітної магми він відносить до одного ряду явищ і пов'язує їх з першою фазою герцинського орогенезу. Гранітну інтрузію він протягує від Донбасу на захід до Дніпропетровська і Кривого Рога.

Характер взаємовідношень докембрійських і девонських відкладів простежується досить повно у відслоненнях по долині р. Кашлагача,

в районі с. Благодатного, далі на схід в районі сс. Стили і Василівки, по р. Мокрій Волновасі.

У районі Благодатного відслонення докембрію розміщене на лівому березі річки. Воно перегороджує долину потоку і є частково основою греблі. Виступ докембрію, який тут представлений мігматитами, піднімається високо по схилу долини. Поверхня його звітрена і нерівна. На такій поверхні залягають верстви білого девону. Контакт у цьому районі явно денудаційний. Відклади девонської системи представлені тонковерствуватими аркозовими пісковиками, що залягають з



Рис. 76. Налягання девонських аркозових пісковиків на звітрену поверхню докембрійських кристалічних порід. Долина Мокрої Волновахи.

ледве помітним похилом на північ. По долині Кашлагача відслонення девону пристосовані до голів верств моноклінали, що складає крайні південні частини Донецького кряжа. На схід від вододілу Кашлагач—Суха Волноваха докембрійський фундамент і відклади девону на ньому добре відслонені в районі с. Ольгинки. Тут, як і по Кашлагачу, девонські відклади мають ледве виявлений похил на північ. На контакті з докембрієм у них ніяких змін не виявлено.

Цікаві відслонення докембрійського фундаменту й покриву девонських та кам'яновугільних відкладів на ньому можна спостерігати в долині р. Мокрої Волновахи (рис. 76). Відмітну рису геологічної структури цього району становить значне розчленування осадочних товщ і їх кристалічного фундаменту розломами. Нижче с. Стили по Мокрій Волновасі докембрійський фундамент перекритий білим девоном з такими ж умовами контакту, як те виявлено в басейні р. Кашлагача. Розломні дислокації ускладнюють взаємовідношення між стратиграфічними комплексами. По площинах розломів можна спостерігати прилягання білого девону до нижнього карбону. Вздовж зони скидача в таких місцях розміщені яри або балки. З розломами пов'язані залягання вулканічних порід.

Вище гирла Сухої Волновахи на лівому схилі долини видно контакт девонських порід і докембрійського фундаменту. В цьому місці поверхня докембрію розмита і сильно звітрена. Продукти звітрювання цементовані. Вони становлять основну масу відкладів девону. Девон у контактній зоні сильно ущільнений і теж звітрений. Залягання верств

майже непорушене, з ледве помітним падінням на північний схід. Ще нижче по долині Мокрої Волновахи структура району ускладнюється. Розломні дислокації тут ще численніші, і амплітуда їх значно збільшується.

Таким чином, спостереження в районі всієї межі південного Донбасу і Приазовського кристалічного масиву підтверджують відсутність інтрузивного контакту між кристалічними породами і девоном. Установлюється наявність розломних дислокацій не тільки девонського віку, але й нижньокам'яновугільного. З розломами були пов'язані виверження вулканічних мас, поклади яких відомі як серед девонських, так і серед нижньокам'яновугільних порід. На підставі численних даних можна твердити, що поверхня докембрійського фундаменту в південній частині Донецького кряжа до середнього девону була сильно зрівнена, але все ж відзначалася значним коливанням висот. Девонське море наступало в пересічену область, через що седиментація осадків відбувалась в умовах різних та змінних на незначній віддалі глибин. У частині південних окраїн Донецького кряжа почав тоді формуватися ровоподібний прогин. В його межах девонські відклади набули значної потужності і непомітно переходять у покривні відклади нижнього карбону.

ПАЛЕОЗОЙСЬКА ГРУПА

Девонська система

Відклади девонської системи на південних схилах Донецького кряжа вперше описав О. Б. Іваницький в 1833 р. Верстви девону він назвав сірою ваккою, або трауматом. Р. Мурчісон пісковики району Вел. Каракуби вважав за можливе віднести до ярусу давніх червоних пісковиків і причисляв їх до нижньої частини кам'яновугільної системи. Е. І. Ейхвальд у 1846 р. вважав ці пісковики відкладами девону і належними до ярусу давніх червоних пісковиків.

Перші обгрунтовані дані про девонські відклади у південному Донбасі повідомив, у 1886 р. Ф. М. Чернишов, який відзначив, що В. О. Домгер знайшов в околицях с. Ново-Троїцького в щільному вапняку рештки Rhynchonella aff. s t e f a n i, Rh. multicostata та Rh. domgeri, виразно девонського габітусу. В 1893 р. Ф. М. Чернишов, М. Й. Лебедєв та Л. І. Лутугін докладніше висвітлили залягання девонських відкладів, в яких були знайдені відбитки листя рослин. Останні визначив І. І. Шмальгаузен і встановив серед них рештки верхньодевонської рослинності. Стратиграфічний поділ девонських відкладів у південному Донбасі обгрунтував у 1934 р. А. П. Ротай. У 1947 р. уточнення їх стратиграфії запропонував Ю. М. Пущаровський. В 1953 р. істотно важливі дані для характеристики девонських відкладів зібрав А. П. Скляр. Його матеріали в 1954 р. доповнив Д. П. Рєзвой.

Девонські відклади на Донецькому кряжі поширені в Ольгинському і Волноваському районах Сталінської області, в басейнах рр. Кашлагача і Мокрої Волновахи. Поширення девону з півдня обмежується відслоненнями кристалічних порід Приазовського кристалічного масиву; на півночі девон перекривають відклади кам'яновугільної системи. В брекчіях девонські відклади виявлені на Слов'янському і Корульському куполах. На захід і північний захід від Мокроволноваського поля девонські відклади поширюються до Павлограда, де виявлені пісковики й туфові сланці верхів сірого девону. Крайня західна межа виявлення девонських відкладів донецької фації є м. Новомосковськ (Скляр, 1953).

Потужність девонських відкладів витримується на значному протязі. Зменшення і збільшення потужностей міняється в залежності

від тектоніки часу нагромадження девону. Девонські відклади на південному Донбасі залягають у зоні розломів, простягнутій в субширотному напрямку від верхів'я Кашлагача до Кальміусу. Розломи розчленовують докембрійський фундамент, усю товщу девону і почасти нижнього карбону. Зона розломів на північ занурюється східцями. В її межах окремі скиби підняті й опущені на різну глибину. Завдяки цьому вся поширена там осадочна товща має ряд місцевих незгідностей. Товщі девону та докембрійського фундаменту зрізані на різних стратиграфічних рівнях і перекриті пізнішими комплексами верств, переважно світи C_1^1a. Тектонічні блоки не тільки відзначаються різним



Рис. 77. Девонський пісковик. Стильський горст.

складом девонської системи, а мають і геоморфологічне значення. Прикладом може бути так званий Стильський горст, який виділив А. П. Скляр. Цей горст простягається майже в широтному напрямку від с. Стили до Каракубських і Оленівських кар'єрів (рис. 77). У межах горста потужність девонських відкладів зменшується майже на 500 *м* (Скляр, 1953). Його утворення відноситься до часу після відкладання бурого девону.

Вся потужна товща девонських відкладів південних окраїн Донецького кряжа належить до верхньої частини живетського ярусу середнього та до франського і фаменського ярусів верхнього девону.

Середній девон. Ж и в е т с ь к и й я р у с. Середньодевонські відклади на Донецькому кряжі виділив Ю. М. Пущаровський. Сюди віднесені низи девонської товщі, поширені як по долині Кашлагача, так і в басейні Мокрої Волновахи. Наверствовання верхніх горизонтів середнього девону в районі Ольгинка—Благодатне є єдиною товщею відкладів, що починається базальним конгломератом та конгломератоподібним аркозовим пісковиком. У верхній частині конгломерат переходить у дрібноуламковий кременистий пісковик. Закінчується ця товща пачкою верств піскувато-глинистих порід, потужністю близько 20 *м*. Вище залягають сланці, серед яких зустрічаються незначні проверстки крихкого пісковика. Цей комплекс теж закінчується верствою кременистого пісковика, що вкривається піскувато-глинистими сланцями, на яких лежить третя верства кременистого пісковика. Базальні конгломерати й аркозові пісковики виповнюють нерівності поверхні докем-

Таблиця 26

Порівняльна схема стратиграфічного поділу девонських відкладів південного Донбасу

Відділ	Ярус	За Ю. М. Пущаровським			За А. П. Ротаем
		Індекс	Літологічний склад і органічні рештки	Потужність в *м*	Поділ
Верхній D_3	Фаменський D_3^2	D_3^2 II	Сірі й зелені аргіліти, пісковики, поліміктові пісковики, трахіліпарити, туфи й агломерати ортофірів, туфи кварцових порфіритів, конгломерати з галькою кварцу, ортофіру, лужних лав та інших вулканічних порід Archaeopteris archetypus Schm., Arch. fissilis Schm., Dimeripteris fasciculata Schm., Sphenopteris lebedewi Schm., Lepidodendron karakubense Schm., Callixylon Trifilievi Zal. Caracuboxylon bokhasuense Zal., et Tchirk.	450	Сірий девон D_3^c
		D_3^2 I	Бурі й сірі аргіліти, пісковики й конгломерати, туфи й агломерати ортофірів, поліміктові пісковики	150	Бурий девон D_3^b
		D_3^{1+2}	Авгітові порфірити, порфіритові лавобрекчії, діабази	200	
	Франський D_3^1	D_3^1	Сірі вапняки, сланці і, рідше, пісковики Spirifer aff. altovae Nal., Ambocoelia?, Athyris	40	Білий девон D_3^a
Середній D_2	Живетський D_2^2	D_2^2	Аркозові пісковики та кварцити Antiarchi, Dypterus, Coccosteus, Laccognathus?, Osteolepis?	25	
	Докембрійські кристалічні породи				

брійського кристалічного фундаменту. Нижня частина їх товщі, складена слабо заокругленою галькою граніту й кварцу, часто нагадує гранітну брекчію. Вгору аркозові пісковики переходять у пісковики та кварцити. Польовий шпат у пісковиках переважно каолінізований. Залягають вони верствами, часом дуже значної товщини. В межах Стильського горсту девонські пісковики утворюють своєрідні форми звітрювання та розсипищ.

За даними І. Ф. Трусової, аркозові пісковики мають слюдисто-польовошпатовий цемент. Складаються вони з уламкового матеріалу розміром від 0,1 до 2 *мм*. Основну складову частину становлять кварц і мікроклін; зустрічаються зерна плагіоклазу, місцями цілком серицитизовані; далі трапляються лусочки слюди, зерна турмаліну, сфену. По кристалах сфену іноді розвивається лейкоксен. Кварцитоподібні пісковики, за даними Трусової, мають масивну будову, біле забарвлення і складені з

уламків в 0,1—0,7 *мм*. Серед останніх переважають зерна кварцу, мікрокліну, серицитизованого плагіоклазу і уламки кварциту. З акцесорних мінералів наявні турмалін, магнетит, титаніт, лейкоксен, біотит і мусковіт. Цемент у пісковиках кварцовий, рідше каоліновий або серицитовий. Текстура породи сланцювата.

Органічні рештки в складі верхніх горизонтів живетського ярусу зустрічаються дуже рідко. Серед них виявлені лише рештки риб. За визначенням Д. В. Обручева (1947), це: Coccosteus sp., Antiarchi sp., Osteolepis (?) sp., Laccognathus (?) sp., Dipterus panciporus Obrutsch. На цій підставі верстви з рештками риб віднесено до верхньої частини живетського ярусу середнього карбону.

Верхній девон. Франський ярус. Відклади верхньої частини світи білого девону Ю. М. Пущаровський відносить до франського ярусу верхнього девону. Підставою для цього є літологічний склад цих відкладів та рештки брахіопод. Переважають тут тонковерствуваті глинисті пісковики, сірозелені глинисті сланці, переверствовані з тонкими проверстками сірого доломітизованого вапняку й доломіту. Ці, як і підстелюючі їх, верстви проривуються вулканічними породами, які дуже поширені в басейні р. Мокрої Волновахи.

За визначенням І. Ф. Трусової, кристалічні вапняки є дуже щільною породою сірого кольору, мезо- або криптокристалічної будови. Зерна карбонату мають неправильну форму, завжди зустрічаються уламкові частки, в 0,03—0,2 *мм*, кварцу, мікрокліну, турмаліну, лейкоксену. Органічні рештки у відкладах франського ярусу трапляються рідко. Відомі черепашки Spirifer aff. altovae Nal., а також рештки Athyris (?) та Ambocoelia (?). Верстви з цими рештками порівнюються з верхами франського ярусу, з горизонтом Spirifer anossofi Vern.

Фаменський ярус. До фаменського ярусу в південній частині Донецького кряжа Пущаровський відносить дуже потужну товщу наверствовань, які, за даними А. П. Ротая, складають верхи світи білого девону та світи бурого й сірого девону. Низи фаменського ярусу,— відповідно верхи білого девону,— складають потужні поклади вулканогенних порід. В окремих місцях вулканічні породи налягають безпосередньо на кристалічний докембрійський фундамент. Стратиграфічне положення вулканітів визначає те, що вони проривають відклади франського ярусу, або білого девону, і продукти руйнування їх входять до складу конгломератів бурого девону, тобто низів фаменського ярусу, або до межі D_3^a—D_3^b.

Форми залягання вулканічних утворень у південному Донбасі і їх літологічний склад вивчені ще недостатньо. Вважається доведеним, що вулканічні виверження тут були пов'язані з лінійними розломами і ефузиви їх утворюють вулканічний покрив (рис. 78). В його складі переважають порфірити. Проте вік і особливості будови вулканогенного покриву на Донецькому кряжі в різних його частинах неоднакові. Вулканічні породи дуже поширені в басейні рр. Мокрої Волновахи — Кальміусу. Нижче с. Вел. Каракуби вздовж долини Кальміусу простягається значний вулканічний кряж, складений з порфірових лав. У середній течії Мокрої Волновахи можна спостерігати залягання вулканічних порід у вигляді дайок. У таких місцях вони мають виразно стовпчасту структуру з характерним віялоподібним розходженням стовпів. Недалеко від цього лежать кульові лави, місцями з виразними слідами течій (рис. 79). Співвідношення форм залягання вулканічних порід дає підстави твердити про наявність у південному Донбасі слідів полігенних вулканів; одним з великих центрів вулканізму в девонський час був район сучасного межиріччя Мокра Волноваха — Кальміус.

З великого числа видозмін вулканічних порід вулканогенної товщі південних районів Донецького кряжа І. Ф. Трусова описує вулканічні брекчії авгітових і плагіоклазових порфіритів, мандельштейнові діабази й діабаз-порфірити та палеобазальти. Вулканічна брекчія авгітових



Рис. 78. Скид у девоні (зліва). В зоні розлому вулканічні породи; на віддалі від нього (справа) — верстви нижнього карбону. Лівий берег Мокрої Волновахи.



Рис. 79. Кульові лави зі слідами течій. Долина Мокрої Волновахи.

і плагіоклазових порфіритів, за визначенням Трусової, являє собою макроскопічно масивну породу темнозеленого забарвлення. Під мікроскопом вона складається з крупних, 2—4-міліметрових уламків порфіритових лав, зцементованих зміненим вулканічним попелом, що складається з агрегату сосюриту, лейкоксену, сфену, листочків хлориту і лусочок кальциту. Лави в уламкових включеннях здебільшого мають порфірову структуру. Вкрапленики представлені

альбітизованим плагіоклазом і авгітом, забарвленим у фіолетовобурий колір. Вулканічне скло в них цілком заміщене, а цементна маса складається з зерен сфену і хлориту. Наведений мінералогічний склад характеризує породи вулканічних покривів.

Мандельштейнові діабази і діабаз-порфірити, які складають штоки й жили в осадочних відкладах девону, за характеристикою І. Ф. Трусової, мають вигляд масивної породи темнозеленого кольору з мигдалинами білого кальциту. Головна маса мандельштейнових діабазів складається з мікролітів альбітизованого плагіоклазу, листочків хлориту і зерен лейкоксену.

Дайки вулканічних порід переважно складені з палеобазальту. На вигляд це чорні, щільні породи афанітової будови. Головна маса породи складається з свіжих мікролітів плагіоклазу, призматичних кристалів моноклінного піроксену, великої кількості зерен магнетиту та вулканічного скла, частково хлоритизованого. Структура породи, в основному, базальтова. Невеликі мигдалини, включені в палеобазальт, виповнені хлоритом, кальцитом і цеолітом.

Хімічний склад порід вулканогенної формації девонського віку на південних схилах Донбасу дуже різноманітний. Уявлення про це дають відомості, зведені В. І. Лучицьким (1936):

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
1	40,49	—	17,67	14,59		4,10	10,40	4,48	2,48	6,64
2	41,96	2,87	13,65	4,78	7,53	8,19	9,75	2,92	1,83	6,02
3	48,89	1,42	19,97	2,15	8,99	4,64	8,31	1,54	2,24	—
4	48,68	1,56	18,25	7,57	2,06	5,51	8,03	3,24	1,28	—
5	46,58	1,85	20,31	4,65	6,73	1,56	7,48	2,78	1,12	—
6	44,09	0,84	20,57	0,52	9,58	3,66	9,82	2,24	1,43	4,59
7	41,19	1,74	15,14	1,65	7,62	9,28	13,87	1,57	2,28	
8	56,02	2,31	16,69	9,35	0,88	1,35	3,44	2,31	4,82	
9	65,32	—	12,00	8,54	—	1,33	3,90	6,21	5,00	—
10	62,02	—	15,15	2,08	1,96	3,75	4,72	5,05	1,23	—
11	59,94	—	15,52	2,53	2,00	3,62	6,76	4,46	1,29	—
12	66,05	0,06	15,86	1,75	1,67	1,85	4,10	4,36	1,71	—
13	64,97	0,91	14,15	3,67	0,73	2,25	4,37	4,71	1,74	—
14	59,63	0,28	18,35	4,59	1,03	1,08	2,01	4,85	5,29	—
15	57,70	0,62	20,37	4,12	3,10	2,84	5,20	2,12	2,85	—
16	80,66	0,66	7,18	4,26	0,59	0,14	0,41	0,18	5,09	—

1 — олівіновий базальт, західна окраїна Донбасу; *2* — те ж — р. Волноваха, с. Миколаївка; *3* — базальт, басейн р. Кальміусу; *4* — базальт із девонського конгломерату; *5* — *6* — діабазові порфірити, басейн Кальміусу; *7* — *8* — темний, жовтий порфірит, там же; *9* — роговообманковий андезит, Ігнатівка; *10* — те ж, б. Дубова; *11* — те ж, Мокра Волноваха нижче Миколаївки; *12* — палеоандезит, Аюта; *13* — андезито-дацит, звідти ж; *14* — палеотрахіт, басейн Кальміусу; *15* — порфір, бас. Кальміусу; *16* — кварцовий порфір.

Утворення вулканогенної формації на південних схилах Донецького кряжа в основному завершилося на межі середнього й пізнього девону, коли в Дніпровсько-Донецькій субгеосинкліналі розвинулися значні низхідні коливальні рухи. Та вулканічна діяльність цілком не припинялася і після девонського часу. Про це свідчать численні інтрузії, виявлені в товщі кам'яновугільних порід. Можна вважати, що в кам'яновугільний період переважала інтрузивна форма вулканізму. Магмоутворення і діяльність магми на Донецькому кряжі за того часу пов'язується з великими низхідними рухами, які з різною інтенсивністю проявилися в межах всього Донецького синклінорію.

Бурий девон. Відклади бурого девону перекривають вулканічні породи, а там, де останніх немає, налягають на верстви білого девону без помітної перерви.

Характерну рису складу бурого девону становлять верстви туфогенного конгломерату червонобурого кольору. Вони складаються з уламків туфогенних порід, слабо окатаних уламків граніту і базальту, зцементованих глинисто-залізистим матеріалом. Вони переверстовані з глинисто-піскуватими сланцями й туфами. У верхніх горизонтах товщі бурого девону переважають верстви бурих і сірих аргілітів, піскувато-глинистих сланців, пісковиків та конгломератів і поліміктових пісковиків. У піскувато-глинистих сланцях зустрічають рештки рослин.

Особливо цікаві наверствування бурого девону виявлені в районі с. Ново-Троїцького. Вони представлені серією бурих, червонобурих, залізистих і піскувато-глинистих озалізнених сланців, переверстованих з темнобурими конгломератами, що складаються із звітрілої ефузивної породи, зцементованої карбонатами. На межі між конгломератом і сланцями залягає темнобура оолітова озалізнена порода; в районі Ново-Троїцького виявлені поклади андезиту, який лежить на межі бурого девону і нижнього карбону.

Залізні руди залягають серед відкладів бурого девону суцільним пластом; вони простягаються більш як на 25 *км* між сс. Ольгинкою і Ново-Троїцьким, на південний схід через б. Антон-Тараму, на північний схід від с. Миколаївки, х. Богданівку і далі до с. Каракуби. Вміст заліза в оолітових рудах бурого девону достатній для їх ефективного використання.

Хімічний склад порід бурого девону Ольгинського району такий:

№ п. п.	Місце залягання	SiO_2	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	Al_2O_3	MnO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	SO_3	В. п. п.	Сума
1	Верхів'я б. М. Мандрикіної	3,84	74,99	не визнач.		3,49	6,24	0,40	0,18	не визнач.		0,34	0,07	10,12	99,66
2	б. Антон-Тарама	20,55	53,20	»		6,90	0,81	1,30	1,58	»	»	0,78	0,02	14,60	99,59
3	с. Ново-Троїцьке	25,94	28,15	10,54	5,63	9,73	0,14	4,60	6,26	1,14	—	0,40	сл.	7,34	99,92
4	с. Ново-Троїцьке	34,52	14,16	7,64	5,86	8,35	0,19	6,20	5,72	не визнач.		0,31	—	10,76	94,22

№№ 1—2 — дані А. П. Ротая; №№ 3—4 — дані М. З. Гребеня.

Петрографічні дослідження верств бурого девону здійснила І. Ф. Трусова. За її даними, поліміктові пісковики й конгломерати мають однорідний за розмірами склад уламкового матеріалу — від 0,2 до 2,0 *мм*. Цемент їх базальний, залізистий, каоліновий або кварцовий регенеративного типу. Більші уламки краще заокруглені. Близько 90% усіх включень становлять уламки лави. В цементі пісковиків часто зустрічаються жеоди до 1,2 *мм*, неправильної форми, виповнені кварцом, серицитом, рідше халцедоном. На краю жеодів буває облямівка із сфенових зерен.

Агломератні туфи є породами щільними, темнокоричньового або зеленуватобурого кольору з плитчастою окремістю. Агломерати складаються з уламків різного розміру, зцементованих туфогенним матеріалом. Переважна більшість уламків належить лавам. Основну масу становлять каолінізовані мікроліти ортоклазу. Структура породи трахітова, ортофірова, сферолітова, фельзитова, рідше мікрогранітна. В цементі агломератних туфів Трусова відзначає наявність рудних включень у вигляді порошкуватої маси.

Серед порід вулканогенної формації південного Донбасу дуже поширені попелові й псамітові туфи. Вони характеризуються щільною будовою, зеленим або світлосірим забарвленням. Часто в них зустрічаються рослинні рештки. Туфи складаються з перекристалізованої кварцово-польовошпатової маси, з включенням дрібних уламків ортофірів, зерен ортоклазу, магнетиту або сфену й апатиту. Іноді в магнетиті бувають включення сульфідів; відомі лейкоксен, біотит і хлорит.

Продукти вулканічних вивержень, переважно лав трахітової магми, зустрічаються в породах всієї товщі бурого девону.

Крім південного Донбасу, вулканічні породи девонського віку виявлені в складі кам'яних шапок на соляних куполах у західній частині Донецького кряжа — на Слов'янському, Ізюмському і інших куполах (рис. 80).

Сірий девон. Відклади девонської системи на південних схилах Донецького кряжа завершуються товщею уламкових порід потужністю

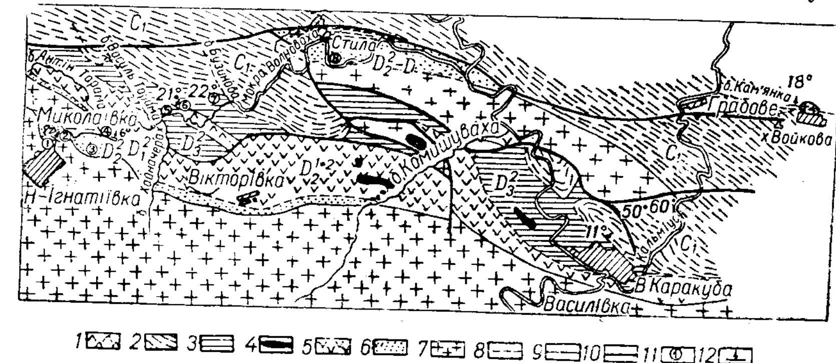


Рис. 80. Схематична геологічна карта зони поширення девонських відкладів південно-західної окраїни Донецького басейну (за Ю. М. Пущаровським, 1947).

1 — андезити, *2* — вапняки нижнього карбону, *3* — сірий та бурий девон, *4* — ортофіри, *5* — порфірити, *6* — аркози середнього девону і вапняково-аргілітова серія франського ярусу, *7* — докембрійські кристалічні породи, *8* — нормальні стратиграфічні межі, *9* — межі стратиграфічного неузгодження, *10* — розломи, *11* — відслонення, *12* — елементи залягання.

понад 450 *м*. В основі їх залягають верстви бурого девону або давніші відклади. Зверху девонську систему перекривають вапняки нижньокам'яновугільного віку з рештками морських тварин.

Літологічний склад товщі сірого девону дуже різноманітний. Переважають сірі й зелені аргіліти, пісковики, поліміктові пісковики, агломерати, кристалічні туфи, конгломерати. В цих породах зустрічаються тонкі проверстки кременистої, яшмоподібної породи з рештками рослин. Агломератні туфи, що залягають верствами, мають світлосіре і сірофіолетове забарвлення. За мінералогічним складом вони поділяються на ортофірові і туфи кварцових порфірів. Зустрічаються попелові туфи з рослинними рештками. В складі кристалічних попелових туфів основна маса перекристалізована і складається з дрібнозернистого кварцово-польовошпатового агрегату з домішкою хлориту.

Кристалічні туфи верхньої частини девонської системи південного Донбасу представлені, головне, туфами кварцових порфірів або альбітофірів. Аналогічний склад мають також агломератні туфи й туфобрекчії. Вони належать до трахіліпаритової й ліпаритової магми. Це свідчить, що склад вулканогенних мас змінювався протягом вулканічної діяльності в середньому й верхньому девоні від трахітової магми до ліпаритової.

Вся товща відкладів сірого девону, або верхньої частини фаменського ярусу, має континентальне і, частково, узбережно-морське походження. В них виявлені лише залишки рослин, серед яких, за даними І. І. Шмальгаузена та М. Д. Залеського, зустрічаються: Archaeopteris archetypus S c h m., Arch. fissilis S c h m., Dimeripteris fasciculata

S c h m., D. gracilis S c h m., Sphenopteris Lebedewi S c h m., Lepidodendron karakubense S c h m., Callixylon Trifilievi Z a l., Caracuboxylon bokhasuense Z a l. et T c h i r k., C. arnoldi Z a l. et T c h i r k. Це все представники верхів фаменського віку верхньодевонської епохи.

Кам'яновугільна система

Кам'яновугільні відклади на Донецькому кряжі особливо поширені. Сумарна потужність їх верств, за визначенням П. І. Степанова, досягає 10—12 тисяч метрів. Відслонюються вони на всьому просторі Донецького кряжа.

Стратиграфічні межі кам'яновугільної системи Донецького кряжа визначають внизу верстви вапняку, які без помітної перерви перекривають верхній девон. Вгорі кам'яновугільні відклади, так само без помітної перерви, пов'язані з наверстуваннями пермської системи. Стратиграфічний поділ кам'яновугільних відкладів Донецького кряжа встановлений в процесі детального геологічного знімання, проведеного Геологічним комітетом. Уся товща карбону була поділена на три відділи — нижній, середній і верхній. В межах відділів були виділені світи, обсяг яких визначали опорні верстви вапняків. Вапняки позначають літерами латинського алфавіту. Великі літери становлять індекси верств, малими позначаються пласти вугілля, наявні в даній світі. Таким чином, установлена дуже зручна схема поділу кам'яновугільних відкладів Донецького кряжа і є можливість точно корелювати вугільні пласти окремих районів басейну. Окремі світи, крім цього, визначаються власними місцевими назвами.

Подальші дослідження геологічної будови Донецького кряжа дали змогу дещо уточнити межі окремих стратиграфічних підрозділів і порівняти стратиграфічні підрозділи кам'яновугільних відкладів Донецького кряжа з аналогічними наверстуваннями інших районів Радянського Союзу і закордону. Положення в розрізі кам'яновугільної системи більшості стратиграфічних підрозділів установлено досить точно. Відносно менше вивчені відклади нижнього карбону потребують дальшого уточнення їх стратиграфії. Особливо великі суперечки викликає стратиграфія нижнього відділу кам'яновугільної системи і, зокрема, положення в ній намюрського ярусу (Айзенберг, 1956).

Тепер усю кам'яновугільну систему Донецького кряжа поділяють на 15 зон, або світ, із них у складі нижнього відділу п'ять світ: C_1^1—A, C_1^2—B, C_1^3—C, C_1^4—D, C_1^5—E; до середнього карбону відносять сім світ: C_2^1—F, C_2^2—G, C_2^3—H, C_2^4—I, C_2^5—K, C_2^6—L, C_2^7—M; верхній відділ складають три світи: C_3^1—N, C^2—O, C_3^3—P. Остання світа, здавна відома як араукаритова, часом відноситься до нижнього відділу пермської системи. Сучасний стратиграфічний поділ кам'яновугільної системи Донецького кряжа, згідно з уніфікованою схемою 1951 р., представлений в табл. 27.

Нижній карбон. Нижньокам'яновугільні відклади відслонюються на великій площі в південно-західній частині Донецького кряжа, на межі його з Приазовським кристалічним масивом. У басейнах рік Кашлагача, Сухої та Мокрої Волновах і Кальміусу відслонення нижнього карбону простягаються більш як на 40 *км*. З півдня на північ нижньокам'яновугільні відклади поширені на протязі понад 25 *км*. На півдні вони відслонюються в головах Південно-Донецької моноклиналі, а на північ повільно занурюються під відклади середнього карбону. В межах осьової частини Донецького кряжа нижньокам'яновугільні відклади відслонюються лише у вигляді вузької смуги на Нагольному кряжі. На решті території Донбасу кам'яновугільні відклади взагалі занурені на значну глибину.

Таблиця 27

Схема стратиграфічного поділу кам'яновугільної системи Донецького кряжа в порівнянні з Підмосковним басейном

Відділ	Ярус	Підмосковний басейн (горизонти)		Донецький кряж: Світи (горизонти, зони)	Донецький кряж: Назви світ (зон, горизонтів)
Верхній	Гжельський Касимівський	Псевдофузуліновий З Triticites jigulensis З Trit. stuckenbergi З Trit. arcticus З Trit. montiparus		$P(C_3^3)$ $O(C_3^2)$ $N(C_3^1)$	Араукаритова Дружківська (авілівська) Довжанська (ісаєвська)
Середній	Московський	Мячковський Подольський Каширський Верейський		$M(C_2^7)$ $L(C_2^6)$ $K(C_2^5)$	Лисичанська (горлівська) Алмазна Кам'янська
	Башкирський	Перерва		$I(C_2^4)$ $H(C_2^3)$ $G(C_2^2)$ $F(C_2^1)$	Білокалитвенська Смолянинівська Нагольчанська Чистяківська
Нижній	Намюрський	Нижній п/ярус	Протвинський	$E(C_1^5)$ $D(C_1^4)$ C_1^3—C	Мандрикінська C_1^ne Кутейниківська C_1^nd Султан-Бійська C_1^nc Бешівська C_1^nb Прохорівська C_1^na
	Візейський	Серпуховський п/ярус	Стешевський Таруський	C_1^vh	
		Окський п/ярус	Веньовський Михайловський Алексинський	{ C_1^vg (C_1^2—B) C_1^v f	Грабівська Донецька
		Яснополянський п/ярус	Тульський Вугленосний (Сталіногорський)	C_1^v e C_1^v a—d	Стильська Скелюватська
		Перерва		C_1^t d } C_1^1—A	Карпівська
	Турнейський	Чернишинський п/ярус	Черенетський	C_1^t c C_1^t b	Волноваська Каракубська
		Ліхвінський п/ярус	Упінський Малевський	C_1^t a	Перехідна, або Новотроїцька

У природних відслоненнях нижньокам'яновугільні відклади виступають на схилах долин, де утворюють мальовничі й суворі скелі, переважно з сірих вапняків (рис. 81). Товщі їх часто складають вододіли, де вони бувають прикриті тонким покривом елювіально-делювіальних відкладів.

Нижньокам'яновугільні відклади залягають на підстелюючих верствах згідно, але переважно трансгресивно. В підошві їх лежать верстви девонської системи. В багатьох місцях кам'яновугільні відклади безпосередньо налягають на докембрійський кристалічний фундамент.



Рис. 81. Скелі нижньокам'яновугільних вапняків. Район Каракуби.

Таке залягання спостерігаємо в північно-західних районах, між Донецьким кряжем і Дніпром. Межа нижньокам'яновугільних і девонських відкладів завжди ясно виявлена. Вона простежується за різкою зміною літологічного складу, в якому верхньодевонські континентальні верстви змінюються породами морського походження. Верхня межа нижньокам'яновугільних відкладів літологічно менш виразна. На підставі палеонтологічних даних вона проводиться по потужній верстві вапняку F, що залягає серед товщі сланцьово-піскуватих відкладів. Загальну потужність нижньокам'яновугільних відкладів на Донецькому кряжі визначають у 3000 *м*. В нижній частині їх залягає вапняк, переверстований з глинистими сланцями. Вище лежать масивні грубоверствуваті вапняки, загальною потужністю близько 500 *м*. Завершується нижньокам'яновугільна товща верствами сланців і пісковиків, серед яких зрідка трапляються проверстки вапняку і тонкі пласти кам'яного вугілля. В нижньокам'яновугільних відкладах виявлена дуже велика змінність літологічного складу; серед порід поширені конгломерати, пісковики, аргіліти, піскувато-глинисті сланці, кременисті мергелі, вапняки, доломіти й кам'яне вугілля. Це переважно, за винятком вугілля, мілководні морські осадки.

Важливою особливістю нижньокам'яновугільних відкладів Донецького кряжа є наявність в них пластових покладів вулканічних порід, відомих у Ново-Троїцькому районі, та кварцових жил з поліметалічним оруденінням на Нагольному кряжі і в басейні р. Кринки.

Стратиграфічний поділ нижньокам'яновугільних відкладів ще остаточно не встановлений. Виділяються яруси турнейський, візейський і намюрський. Щодо стратиграфічного положення останнього йдуть гострі суперечки.

Турнейський ярус. Відклади турнейського ярусу найбільш повно виявлені в районі сс. Ново-Троїцьке—Каракуба. Кам'яновугільні відклади тут лежать на строкатоколірних верствах верхнього девону. В районі с. Ново-Троїцького вони залягають на міжпластовій інтрузії діабазових порфіритів. Порфірити залягають також і в самій товщі вапняків зони $C_1^t b$. Літологічний склад турнейських відкладів змінний. В них переважають вапняки, доломіти, зустрічаються верстви пісковиків та сланців.

У складі турнейського ярусу за палеонтологічними ознаками виділяються кілька зон, для яких характерні свої риси.

Новотроїцька світа ($C_1^t a$). Низи новотроїцької світи раніш описувались як перехідні до девонської системи, на яку вони налягають згідно і трансгресивно. Відслонюється вона на невеликій площі між с. Ново-Троїцьким і долиною Кальміусу. Потужність і склад відкладів новотроїцької світи змінюються з заходу на схід. Світа $C_1^t a$ внизу виявлена товщею вапняків з проверстками глинистих сланців. Вищі її горизонти представлені переважно вапняком і доломітом.

Органічні рештки в складі відкладів новотроїцької світи зустрічаються часто, але переважно належать небагатьом представникам. Серед них відомі черепашки остракод, черевоногих молюсків, пелеципод, зокрема Arca oreliana Vern., рештки коралів із групи фавозитів тощо. Найбільше значення для характеристики відкладів новотроїцької світи мають рештки брахіопод: Productus (Linoproductus) panderi Auerb., Pr. (Productella) kalmiusi Lis., Chonetes hardrensiformis Rot., Camarotoechia domgeri Tschern., Cam. panderi Peetz., Cam. kalmiusi Rot. (ex gr. Cam. livonica Buch.), Martiniopsis waschkuricus Frcks, Spirifer (Paulonia) ranovensis Peetz.

Каракубська світа ($C_1^t b$). З підстелюючими верствами новотроїцької світи відклади каракубської світи пов'язані непомітними переходами. Потужність її більша в західній частині району поширення нижньокам'яновугільних відкладів і досягає майже 75 *м* — удвоє більше, ніж на сході району. До складу каракубської світи турнейського ярусу входять, головне, вапняки, доломітизовані вапняки й доломіти. Літологічні особливості їх змінні. В районі Ново-Троїцького можна спостерігати в складі каракубської світи, знизу вгору, наверствування світлосірих дрібнозернистих і зливних вапняків, темносірих тонкоплитчатих доломітизованих вапняків, сірих доломітів, сірих карбонатних аркозових пісковиків і сірих зливних вапняків, по яких проходить верхня межа цієї світи.

Органічні форми у відкладах каракубської світи зустрічаються рідко і представлені рештками брахіопод та коралів, серед яких керівними є: Chonetes hardrensiformis Rot., Schellwienella aff. crenistria Phill., Spirifer medius Leb., Martiniopsis waschkuricus Frcks, Caninia cylindrica Scoul. var. doneziana Gorsky, Campophyllum aff. caninoides Sibly, Thysanophyllum pseudovermiculare M'Coy, Cyathoclisia sp. та ін. Часто зустрічаються також рештки черепашок дрібних гастропод.

Волноваська світа ($C_1^t c$). Відклади волноваської світи турнейського ярусу поширені лише в басейні Сухої і Мокрої Волновах. Літологічний склад її дуже одноманітний. Він представлений потужною товщею сірих дрібно- і середньозернистих грубоверствуватих вапняків. У верхній частині світи вапняки стають піскуватими. В їх складі з'являється негрубий проверсток вапнякового пісковика. Крім цього в Ново-Троїцькому районі в середній частині товщі вапняків виявлений про-

версток тонкоплитчатого темносірого або чорного вапняку з окремими жовнами кременю. Хімічний склад вапняків такий:

SiO_2	0,72	MgO	0,20
Al_2O_3	до 0,24	P_2O_5	0,11
Fe_2O_3	0,08	SO_3	0,1
CaO	55,72		

Цей склад зберігається на великому протязі і характеризує вапняки волноваської зони як важливу мінеральну сировину. Органічні рештки у відкладах світи $C_1^t c$ зустрічаються рідко, переважно в нижній її частині. Серед них виявлені черепашки брахіопод, молюсків і коралів. Керівне значення мають: Spirifer desinuatus L i s., Sp. aff. tornacensis K o n., Camarotoechia aff. mitheldeanensis, Productus (Linoproductus) praeundatus R o t., Pr. (Dictyoclostus) antiquissimus L i s., Chonetes hardrensiformis R o t., а також черепашки Uralinia sp., Euomphalus sp., Bellerophon sp., Caninia sp., Cyathoclisia donaicum G o r s k y, Cyath. modavense S a l e e, Zaphrentis koninckі E. H. та ін.

Карпівська світа ($C_1^t d$). Верхня частина турнейського ярусу на південному схилі Донецького кряжа виявлена потужною товщею вапняків, які на підставі палеонтологічних даних виділяються в окрему, карпівську світу. Літологічно вона складена синюватосірим зливним вапняком дуже сталого складу, в якому органічних решток не виявлено. У верхній частині світи залягає горизонт дуже характерних чорних бітумінозних вапняків. У східній частині району вони часто переверствовуються зі звичайними сірими зливними вапняками. У бітумінозних вапняках органічних решток багато. Вони виявлені переважно черепашками Schuchertella bituminosa L i s., Productus (Pustula) pustulosiformis R o t., Productus (Linoproductus) globosus G a r w., Chonetes dalmaniana K o n. var. intermedia R o t., Ch. aff. magna R o t., Athyris (Cliothyridina) asinuata L i s., Eridopora macrostoma U l r., Fenestella karakubensis N i k., Cyathoclisia donaicum var. supra G o r s k y, Amplexus ex gr. coralloides S o w., а також черепашками дрібних пелеципод.

Серед викопних організмів з відкладів турнейського ярусу південних схилів Донецького кряжа дуже поширені корали. За визначенням Н. П. Василюк (1955), на турнейський вік припадає перший етап розвитку їх представників. Комплекс турнейських форм відзначається порівняно бідною й однорідною фауною. В її складі переважають представники поодиноких ругоз і крупнокомірчастих представників сирингопор. Серед них характерні представники Syringopora ramulosa G o l d f., Syr. reticulata G o l d f., Zaphrentis sp., Caninia sp., Campophyllum caninoides S i b l y, Cyathoclisia modavense (S a l e e) та ін.

У верхніх горизонтах турнейського ярусу фауна коралів стає більш різноманітною і набуває найважливішого значення для стратиграфічного поділу нижньокам'яновугільних відкладів.

В і з е й с ь к и й я р у с. Відклади візейського ярусу на південних схилах Донецького кряжа зустрічаються майже на всій території, де залягає вапнякова формація нижнього карбону. Літологічний склад верств візейського ярусу не такий сталий, як це бачимо у відкладах турнейського ярусу. Тут, поряд з верствами вапняків, що складають переважну частину розрізу, з'являються верстви мергелів і проверстки піскувато-глинистих порід. Органічні рештки у відкладах зустрічаються часто. За палеонтологічними даними в цьому ярусі виділяються світи скелюватська, стильська, донецька, грабівська, а також прохорівська.

Скелюватська світа ($C_1^v a - d$). Обсяг окремих світ візейського ярусу неоднаковий. Зокрема, під назвою скелюватської світи об'єднуються окремі горизонти нижнього карбону: $C^v a$, $C_1^v b$, $C_1^v c$ та $C_1^v d$.

У складі скелюватської світи візейського ярусу переважають грубоверствуваті вапняки. Окремі горизонти світи характеризуються своїми особливими рисами.

Горизонт $C_1^v a$ представлений тонковерствуватими чорними вапняками, по яких проводять межу між турнейським і візейським ярусами.

Чорні вапняки цього горизонту в міру звітрювання стають світлосірими й крихкими. Органічні рештки в них зустрічаються часто. Керівні серед них: Productus (Plicatifera) humerosus S o w., Pr. humerosus var. donica R o t., Chonetes magna (R o t.), Ch. dalmaniana var. tenuistriata R o t., Spiriferina sp., Conocardium cf. inflatum K o n., а також численні черепашки остракод і відбитки водоростей.

До горизонту $C_1^v b$ належить одноманітна товща верств вапняків темносірого або світлосірого забарвлення. Вона зберігає свої особливості на значному протязі. Від підстелюючих верств вапняки горизонту $C_1^v b$ літологічно відрізняються різко. Верхня межа його менш виразна. Керівні скам'янілості: Chonetes magna R o t., Ch. lisitzini R o t., Productus (Pustula) pustulosiformis R o t., Spirifer grabovi R o t., Athyris asinuata L i s. Крім цього, зустрічаються численні рештки колоній сирингопор, великих черепашок еомфалюсів, остракод тощо.

Такий же одноманітний склад, як і підстелюючих верств, має горизонт $C_1^v c$, який іноді описують під назвою нижньоскелюватської зони. В ньому переважають сірі дрібнозернисті вапняки. Керівною ознакою горизонту $C_1^v c$ є відсутність черепашок Spirifer grabovi R o t.

Верхній горизонт — $C_1^v d$ — скелюватської світи візейського ярусу літологічно помітно відрізняється від підстелюючих його верств. У ньому поширені сірі дрібнозернисті вапняки з включенням стяжінь чорного кременю. Кремінь залягає у вигляді проверстків у складі звичайного на вигляд вапняку. В кремінних жовнах зустрічаються рештки організмів, переважно коралів. У районі Стили в низу горизонту $C_1^v d$ з'являється пачка тонковерствуватого білого мергелю з проверстками білої пластичної глини.

Органічні рештки в горизонті $C_1^v d$ численні й різноманітні. Найбільше стратиграфічне значення мають: Chonetes magna R o t., Ch. lisitzini R o t., Ch. papilionacea P h i l l., Ch. (Davisiella) comoides S o w., Productus (Linoproductus) probus R o t., Pr. (Pustula) pustulosiformis R o t., Pr. (Overtonia) fimbriatus S o w., Athyris asinuata L i s.

У верхній частині товщі $C_1^v d$ з'являються представники Gigantella (рідко), Productus (Gigantella) donaicus L e b. Черепашки форамініфер і коралів часто є тут породоутворюючими.

Стильська світа ($C_1^v e$). У відкладах стильської світи переважають верстви кременистого мергелю сірого або темносірого забарвлення. У звітрених частинах розрізу мергелі набувають світлого забарвлення або стають білими. Верстви мергелю чергуються з тоненькими проверстками чорної і білої пластичної милкої глини. Органічні рештки у верствах стильської світи зустрічаються рідко і переважно у вигляді відбитків. З них керівне значення мають: Chonetes papilionacea P h i l l., Productus (Gigantella) maximus M a r t., Pr. (Gigantella) donaicus L e b., Pr. (Chonetipustula) carringtonianus D a v., Spirifer praebisulcatus R o t.

У візейському віці корали проходять другий етап розвитку. Для їх комплексу, відмінного складом від коралової фауни турнейського часу, входять представники: Syringopora reticulata G o l d f., Aulopora convictora V a s s., Amplexus ex gr. coralloides S o w., Verneuilia koninckі var. calmisia (L i s.), Caninia subilicina M'C o y, Diphyptryllum lateseptatum M'C o y, Lithostrotion columnariformis V a s s., Lit. aff. donbassica

V a s s., Protolonsdaleia mariupoliensis L i s., Lonsdaleia longisepta L i s., Dibunophyllum lisitzini V a s s. тощо.

Зміна і дальший розвиток коралів у Донбасі сталися в другій половині візейського віку, коли фауна їх стала більш численною та різноманітною.

Донецька світа C_1^Vf. Стратиграфічні межі відкладів донецької світи визначають внизу кременисті мергелі підстелюючої стильської світи, а вгорі потужна верства вапняку, над якою лежить товща пісковиків і сланців. Нижня частина донецької світи складена темносірим тонковерствуватим бітумінозним вапняком з численними скам'янілостями, серед яких уже немає представників Productus (Gigantella) giganteus M a r t. У верхній частині світи переважають верстви чорносірого й темносірого вапняку з численними стяжіннями чорного кременю. Потужність відкладів світи C_1^Vf досягає майже 100 *м*, і дещо більша вона в західній частині її поширення.

Органічні рештки у відкладах донецької світи зустрічаються у великій кількості. Керівними серед них вважаються: Schizophoria grandis R o t., Schellwienella gigantea R o t., Leptaena analoga P h i l l., Chonetes elegans K o n., Ch. papilionacea P h i l l., Productus (Krotovia) cf. aculeatus M a r t., Pr. (Echinoconchus) punctatus M a r t., Pr. (Echinoconchus) elegans K o n., Pr. (Overtonia) fimbriatus S o w., Pr. (Gigantella) giganteus M a r t., Pr. (Gigantella) semiplanus S c h w., Spirifer trigonalis M a r t., Sp. aff. praebisulcatus R o t., Athyris variabilis S e m. et M o e l l., Aviculopecten sp., Lithostrotion irregulare F l e m., Dibunophyllum vaughani Z a l., D. derbyense S i b l y, Caninia juddi T h o m., Lithostrotionella rotai G o r s k y, L. lisitzini G o r s k y, Phillipsia eichwaldi F i s c h., Ph. derbyensis var. W e b., Griffithides longiceps var. angusta W o o d w., Brachymetopus uralicus V e r n. та ін.

Грабівська світа (C_1^Vg) і *світа* C_1^Vh. Візейський ярус Донецького кряжа завершує дуже потужна товща сірих і темносірих глинистих та піскувато-глинистих сланців, пісковиків, серед яких рідко зустрічаються верстви вапняків, так само як і негрубі пласти кам'яного вугілля. Верстви вапняку зосереджені в нижній частині розрізу. Вище переважають верстви сірих, діагональноверствуватих псамітів та різних сланців. Нагромадження верств грабівської світи відбувалося в умовах, різко відмінних від умов для нижчих частин ярусу. Ці верстви осідали в неглибокому морі із змінним режимом, в якому встановилися тривалі коливальні низхідні рухи. За цих умов вперше починають утворюватися пласти вугілля, які переважно ще не мають робочої товщини.

Верхня межа грабівської світи C_1^Vh, яка виділена на підставі рослинних решток, невиразна. За своїми особливостями грабівська світа є перехідною від підстелюючих морських, більш глибоководних до верхніх мілководних морських і субконтинентальних відкладів кам'яновугільної системи. Вона знаменує завершення першого і початок другого етапу розвитку Донецької субгеосинкліналі в нижньокам'яновугільну епоху.

Органічні рештки у відкладах грабівської світи зустрічаються порівняно часто. Це рештки морських організмів у вапняках і рослин у пісковиках та піскувато-глинистих сланцях. Найважливіші серед скам'янілостей такі: Productus (Gigantella) giganteiformis L i s., Pr. (Marginifera) minutus var. perplexa R o t., Pr. (Marginifera) derbyensis M u i r- W o o d, Pr. (Dictyoclostus) semireticulatus M a r t., Pr. (Echinoconchus) elegans P h i l l., Spirifer trigonalis M a r t., Sp. pelaensis W e l l., Squamularia l i n e a t a M a r t., а також численні рештки коралів Phillipsia meramecensis S c h u m. Серед рослинних решток виявлені Asterocalamites scrobiculatus (S c h l o t h.) Z e i l l., Mesocalamites cistiformis (S t u r) H i r m., Demetria amadoca Z a l., Heleniella Tschirkovaeana Z a l., Lepidodendron obovatus S t e r n b., Lepidophloios laricinus S t e r n b., Neuropteris Schlehani S t u r, Dactylotheca aspera (B r o n g n.) Z e i l l. та ін.

У верхньовізейський час, за даними Н. П. Василюк, корали проходять третій етап свого розвитку. Вони особливо часто зустрічаються у верствах зон C_1^Vf і C_1^Vg.

Особливості розвитку коралів у верхньому візе також характеризують виникнення нових, сприятливих для цієї групи тварин, умов. Початок формування потужної донецької піскувато-глинистої товщі збігається з утворенням нового середовища існування організмів у Донецькій субгеосинкліналі.

Н а м ю р с ь к и й я р у с. Намюрський ярус у складі нижньокам'яновугільних відкладів Донбасу виділив М. Й. Лебедєв у 1928 р. До цього ярусу він відніс відклади верхньої частини нижнього карбону і нижні горизонти середнього карбону, в саме: світи C_1^4, C_1^5, C_2^1, C_2^2 і почасти C_2^3. Стратиграфічні межі намюрського ярусу пізніше кілька разів переглядалися. За палеоботанічними даними М. Д. Залєський вважав можливим відносити до намюрського ярусу лише відклади світи C_1^4. К. О. Новик за палеоботанічними ж даними приймає намюрський ярус в обсязі світ C_1^4, C_1^5 та C_2^1. Л. С. Лібрович (1946) приймає ярус у тому ж обсязі, що й К. О. Новик, А. П. Ротай, відповідно до рішення Геерленського конгресу, відносив до намюрського ярусу відклади світ C_1^3 (відповідно світі шок'є) і C_1^4 та C_1^5 (відповідно світі арденн у Бельгії). Д. Є. Айзенверг і Н. Є. Бражнікова пропонують виділити частину розрізу карбону Донбасу від середини світи C_1^3 і світу C_1^4 у бешівський ярус, а світу C_1^5 віднести до середнього карбону. Велика розбіжність уявлень про стратиграфічні межі намюрського ярусу пояснюється ще недостатнім вивченням верхньої частини нижнього карбону. В цьому нарисі геологічної будови Донецького кряжа обсяг намюрського ярусу приймається в обсязі світ C_1^3, C_1^4 і C_1^5. Верхня межа умовно проводиться по підошві світи C_2^1—F. Отже, до намюрського ярусу зараховуються світи, або зони: $C_1^n a$—прохорівська, $C_1^n b$—бешівська, $C_1^n c$—султанбійська, $C_1^n d$—кутейниківська і $C_1^n e$—мандриківська, або вся товща, що лежить між вапняками C_1—F, як то обргунтовував А. П. Ротай і приблизно визначав М. Й. Лебедєв.

Намюрський ярус об'єднує дуже потужну товщу верств сланців, пісковиків та вапняків і пропластків вугілля. Межі між окремими підрозділами намюрського ярусу звичайно проводять по верствах вапняків, що є опорними горизонтами.

Прохорівська світа (зона) ($C_1^n a$). Нижня частина намюрського ярусу складена верствами глинистих сланців та псамітів внизу, потужною — близько 400 *м* — пачкою верств аркозових і конгломератових пісковиків у середині і глинистими сланцями вгорі. Проверстки вапняку у прохорівській світі бідні на скам'янілості. Покрівлю її становить вапняк D_1. З пластів кам'яного вугілля у верхній частині світи (зони) виділяється бешівський, що набуває робочої товщини. Скам'янілості у відкладах прохорівської зони виявлені як тваринними, так і рослинними рештками.

Серед них найбільш поширені: Productus (Gigantella) latissimus S o w., Pr. cf. concinnus S o w., Camarotoechia multirugata K o n., Camarophoria donica R o t., Donella minima (?) R o t., Spirifer triangularis M a r t., Martinia minima J a n., Phillipsia eichwaldi var. mucronata M'C o y, та рештки рослин: Asterocalamites scrobiculatus (S c h l o t h.) Z e i l l., Mesocalamites cf. Roemeri (Goepp.) H i r m., Hellenia gracillima Z a l., Lepidodendron Veltheimi S t e r n b., Dactylotheca aspera (B r o n g n.) Z e i l l. та ін.

Бешівська світа (зона) ($C_1^n b$). За літологічним складом відклади бешівської світи дуже подібні до підстелюючих верств прохорівської світи. Нижня межа її проходить по підошві потужної верстви сірого вапняку, так званого бешівського — D_1. Верхньою межею бешівської світи вважають підошву вапняку D_3. В розрізі між ними ще лежать три тонкі верстви вапняку і один пропласток вугілля. Вапняки бешівської світи багаті на викопні органічні рештки, які особливо різноманітні і численні у бешівському вапняку. Керівні для світи: Schizophoria resupinata M a r t., Rhipidomella michelini E v., Productus (Gigantella) extremus R o t., Pr. (Thomasina) laticostatus J a n., Pr. (Dictyoclostus) subinsculptus R o t., Pr. (Linoproductus) undatus D e f r., Pr. (Linoproductus) ovatus H a l l., Pr. (Dictyoclostus) insculptus M u i r-W o o d var. ucrainica R o t., Pr. (Striatifera) atrypoides R o t., Pr. (Avonia) karpinskianus J a n. var. subcostata R o t., Pr. (Buxtonia) kumpani R o t., Pr. (Chonetipustula) ferganoides R o t., Proboscidella proboscidea V e r n., Camarophoria donica R o t., Pugnax acuminata M a r t., Camarotoechia pleurodon P h i l l., Dielasma amaenum K o n., Reflexia reflexa R o t., Spirifer integricosta P h i l l., Sp. lutugini R o t., Sp. triangularis M a r t., Reticularia beschewiana R o t., Squamularia areata R o t., Sq. striata R o t., Martinia glabra M a r t., Spiriferina octoplicata S o w., Athyris (Actinoconchus) planosulcata P h i l l., Ath. (Composita) subtilita H a l l., Dibunophyllum superior L i s., D. degenerans L i s., Aulina rotiformis S m i t h., Lithostrotion rossicum S t u c k., молюски Glyphioceras (Homoceras) diadema B e y r., Cravenoceras beschevense L i b r., Aviculopecten forbesi M'C o y, A. interstrialis P h i l l., Natica verneuiliana J a n., Turbonitella biserialis P h i l l., Fenestella limbata F o e r s t e, F. doniaca L e b., F. beschevensis N i k., Goniocladia stepanovi N i k., Stenopora parasitica N i k., St. cf. tuberculata P r o u t., Batostomella concentrica N i k., Phillipsia derbyensis P h i l l., Ph. derbyensis var. gapeevi W e b., Ph. derbyensis var. kargini W e b., Ph. eichwaldi F i s c h. (?), Ph. scabra var. parva W e b., Griffithides longiceps var. angusta W o o d w.

Так само численні і різноманітні рештки рослин у верствах бешівської світи. Серед них особливо поширені: Alethopteris pristina Z a l., Asterocalamites scrobiculatus (S c h l o t h.). Z e i l l., Lepidodendron Veltheimi S t e r n b., L. amadokense Z a l., L. laricinus S t e r n b., Mariopteris pauxilla Z a l., Neuropteris obliqua B r o n g n., Neuropteris Schlehani S t u r, Rhodea Goepperti E t t., Sphenophyllum tenerrimum E t t. та ін.

Султан-бійська світа (зона) ($C_1^n c$). Середня частина намюрського ярусу, що віднесена до султан-бійської зони, лежить між вапняками D_3 внизу і D_5 вгорі. Вона складена верствами глинистих сланців та пісковиків і кількома проверстками вапняку. Скам'янілості в цих відкладах зустрічаються досить часто. Серед них склад рослинних решток подібний до того, що наводився для підстелюючих верств. З тваринних решток для султан-бійської товщі керівні: Spirifer varians R o t., Productus (Dictyoclostus) pugilis P h i l l, Lonsdaleia duplicata M a r t., Paleosmilia murchisoni var. amygdalophylloides G o r s k y, Dibunophyllum degenerans L i s.

За висновками Н. П. Василюк, корали в Донбасі у нижньому намюрі проходять четвертий етап розвитку. До форм, поширених у нижніх верствах, приєднується багато нових. На підставі фауни викопних коралів Василюк вважає можливим виділити три зони в складі нижнього намюру: I — верхи світи $C_1^n a$, світа $C_1^n b$, частина світи $C_1^n c$; II — частина світи $C_1^n c$ та низи світи $C_1^n d$; III — верхня частина світи $C_1^n d$. В межах вапняків D_5 цієї товщі відмічається також зміна фауни форамініфер, серед яких вимирає багато візейських представників і з'являється ряд нових форм (Бражнікова, 1951).

Кутейниківська світа (зона) ($C_1^n d$). За літологічним складом верстви кутейниківської світи мало чим відрізняються як від підстелюючих, так і від вкриваючих верств верхньої частини нижньокам'яновугільних відкладів. Це потужна, близько 170 *м*, товща сланців, пісковиків та вапняків, що лежать між верствами вапняків D_3 внизу і E_1 вгорі. В середній частині кутейниківської світи залягає характерна пачка верств вапняку серед глинистих сланців. Відклади кутейниківської світи завершують поширення нижньокам'яновугільних відкладів на південному схилі Донецького кряжа. В інших частинах цього краю верстви, давніші за кутейниківську товщу, занурені на значну глибину і в відслоненнях їх немає.

Органічні рештки у верствах кутейниківської світи зустрічаються нерідко, але вони досить одноманітні. Найбільш поширені форми: Spirifer bisulcatus S o w., Productus (Marginifera) subcarbonica L e b., Chonetes pseudovariolata var. fenia R o t., Fenestella aff. polyporata P h i l l., Dybowskiella lebedevi N i k., Caninia conjuncta G o r s k y, Campophyllum carinatum C a r r., Lonsdaleia floriformis M a r t., Ganganophyllum sp. Д. Є. Айзенверг і Н. Є. Бражнікова (1956) в межах кутейниківської товщі, за розвитком фауни брахіопод, відзначають два рубежі. Один із них проходить над вапняком D_5 нижньої частини товщі і нижче пачки вапняків D_5^1—D_5^{12}. Другий рубіж приурочений до верстви конгломерату в основі вапняку D_5^9, вище якого продовжують існувати лише окремі, найбільш стійкі, види.

Характер рослинних решток у кутейниківській товщі такий же, як і в підстелюючих верствах, але тут з'являється ряд нових форм, у тому числі: Asterophyllites charaeformis (S t e r n b.) U n g., Annularia radiata B r o n g n., Calamites Suckowi B r o n g n., Neuropteris gigantea S t e r n b., Sigillaria elegans B r o n g n., Sphenophyllum berestovianum Z a l.

На підставі особливостей поширення окремих груп органічного світу, почасти також особливостей літологічного складу, можна твердити, що в межах кутейниківської світи змінювались умови існування морських організмів та седиментації осадків. Причину цього слід вбачати у зміні інтенсивності коливальних рухів, які викликали зміну гідрологічних умов, перерозподіл напрямків переносу матеріалу і областей його осідання. Чи були ці умови місцевими, для південної частини Донецького кряжа, чи вони мали регіональне значення,— поки що не встановлено.

Мандрикінська світа (зона) ($C_1^n e$ — C_1^5). Верхня частина намюрського ярусу, що виділена в мандрикінську світу, лежить між грубими верствами вапняку E внизу і F_1 вгорі. Вона виявлена потужною, близько 500 *м*, товщею верств сланців і пісковиків, яким підпорядковані проверстки вапняків. Серед останніх характерна для світи пачка верств вапняку E_1, складена з тонких проверстків чорного вапняку, затиснутого серед верств чорних глинистих сланців. Мандрикінська товща відслонюється на великій площі південного Донбасу. Відслонення її відомі також в межах Головного антикліналу. Відклади мандрикінської світи становлять осьову частину Нагольного кряжа. У відкладах цієї ж світи розвинуті численні кварцові жили з поліметалічним зруденінням у басейні р. Нагольної.

Відклади верхньої частини намюрського ярусу дуже багаті на органічні рештки. Найважливішими серед них вважають: Spirifer bisulcatus S o w., Productus (Marginifera) subcarbonicus L e b., Pr. (Productus) redesdalensis var. doneziana R o t., Spiriferina salemensis W e l l e r, Pr. praecursor M u i r - W o o d, Pr. (Marginifera) minutus M u i r - W o o d var. perplexa R o t., Spirifer (Brachithyrina) crustosus R o t., Schizophoria

resupinata Mart., Dielasma attenuatum Mart., Squamularia lineata Mart., Athyris (Composita) ambigua Sow., Ath. (Actinoconchus) planosulcata Phill., Phillipsia derbyensis var. Web., Brachymetopus densituberculatus Web., Parallelodon cf. reticulatus (M'Coy), Solenomya primaeva Phill., Pinna subspatula Worth., Amusium tenure Kon., Reticuloceras reticulatum Phill., R. cf. inconstans Phill., Gastrioceras cancellatum Bisat, G. martini Schm., Homoceras cf. striolatum Phill., Schartymites sp., Branneroceras delicatum Librow та ін.

Д. Є. Айзенберг і Н. Є. Бражнікова (1955) відзначають, що серед викопних брахіопод мандрикінської світи переважають форми, які мають значне вертикальне поширення. Частина їх завершує свій розвиток у нижніх горизонтах, як-от Productus redesdalensis var. doneziana Rot., Spirifer bisulcatus Sow. та ін. Поряд з цим з'являються нові форми середньокам'яновугільного типу, як хористити, хонетеси тощо. Н. П. Василюк (1955) твердить, що у верхній частині намюрського ярусу корали проходять свій п'ятий етап розвитку. У верствах мандрикінської світи зустрічаються представники лише 6 видів коралів, тоді як в низу намюру їх було відомо 48. Це теж підтверджує завершення у мандрикінський час другого етапу седиментації осадків у нижньому карбоні і початок нової, вже середньокам'яновугільної епохи осадконагромадження. Рослинні рештки у відкладах мандрикінської світи трапляються часто. Вони становлять характерний комплекс, в якому представлені форми більш давні і ті, що набувають значного поширення в наступну епоху. Найбільш поширені форми, за даними М. Д. Залєського та О. Ф. Чиркової і К. О. Новик, такі: Asterophyllites grandis (Sternb.) Gein., A. longifolius (Sternb.), Brongn., Annularia radiata Brongn., Calamites undulatus Sternb., Lepidophloios scoticus Kidst., Mariopteris acuta (Brongn.) Zeill., Neuropteris obliqua Brongn., Neuropteris gigantea Sternb., Sigillaria fossorum Weiss, S. elegans Brongn.

Середній карбон. Середньокам'яновугільна епоха була винятково важливим етапом в історії геологічного розвитку Донецького кряжа. Протягом її в Донбасі утворилася головна маса осадочних порід і робочих пластів кам'яного вугілля. В середньому карбоні Донецька субгеосинкліналь перебувала в умовах посиленого виповнення наносами. Нагромадження осадків у ній відбувалось за умов первинної узбережної низини, сильно зволоженої ріками і з нестійкою береговою лінією моря. Безперервні коливальні низхідні рухи зумовлювали ритмічну зміну фацій, яка відбита тепер у закономірному наверствуванні пісковиково-сланцьових винятково потужних товщ, верств вапняку і пластів вугілля. Піщані й сланцьові формації середнього карбону за їхніми особливостями подібні до флішових утворень, дуже поширених у геосинклінальних гірських зонах (рис. 82). Середньокам'яновугільні відклади представлені великою кількістю генетичних типів порід. За фаціальним складом серед них виділяються: відклади морські — верстви вапняків з рештками викопних морських організмів; фації узбережно-морські й лагунні — дрібноалевритові й глинисті верстви з рештками естерій, спірорбісів та дрібними частками рослин; річкові й річководельтові фації, що виявлені піщано-глинистими й вуглистими верствами з крупними уламками рослин; болотяно-вуглисті фації, які в значній частині бувають накладені на субстрат з інших літофацій.

Відклади середнього карбону Донбасу вміщають значну кількість решток багатьох представників тваринного і рослинного світів. Серед форамініфер у середньому карбоні з'являється багато нових і керівних форм, наприклад фузулініди тощо. Багато представників брахіопод продовжують зберігати значення найважливіших керівних біостратиграфічних форм. Таке ж значення ще мають і представники коралів,

які взагалі в середньому карбоні не так численні й різноманітні, як раніш. Велике значення для стратиграфічного поділу середньокам'яновугільних відкладів починають набувати молюски, зокрема гоніатити й пелециподи; великого поширення набувають естерії. У формуванні середньокам'яновугільної рослинності на Донецькому кряжі простежується кілька етапів, характеристику яких дали М. Д. Залєський, О. Ф. Чиркова і К. О. Новик.

Стратиграфічні межі середньокам'яновугільних відкладів на Донецькому кряжі визначаються досить умовно. Нижня межа відділу проходить по верстві вапняку F_1. Верхню межу проводять поки що між



Рис. 82. Пісковиково-сланцьова флішова формація і верства вапняку середнього карбону. Басейн Білої Калитви.

верствами вапняку N_1—N_2 або по N_1. За розвитком окремих груп організмів, зокрема за рештками гоніатитів, нижню межу середнього карбону Донецького кряжа треба дещо підняти, може до підошви нагольчанської світи C_2^2—G. Так само дещо вище, очевидно, проходить і верхня межа середнього карбону.

У прийнятих тут межах середньокам'яновугільні відклади Донецького кряжа поділяють на два яруси і сім світ зон. До нижнього, башкирського, ярусу відносять світи C_2^1, C_2^2, C_2^3 та C_2^4, або відповідно F, G, H і I. До верхнього, московського, ярусу зараховують світи C_2^5, C_2^6 і C_2^7, або відповідно K, L і M. Стратиграфічні межі кожної світи приймаються в обсягах, які були обгрунтовані при детальному геологічному зніманні їх. Дальше глибше вивчення відкладів середнього карбону і органічних решток, очевидно, внесе ряд істотних уточнень у це питання.

Башкирський ярус. Башкирський ярус середньокам'яновугільних відкладів на Донецькому кряжі лежить між вапняками F_1—K_1 пісковиково-сланцьової товщі. Щодо біостратиграфії, то для башкирського віку характерне вимирання нижньокам'яновугільних представників Spirifer bisulcatus Sow. і Productus giganteus, розвиток фузулінел, хористит, естерій, пелеципод тощо.

Чистяківська світа (C_2^1—F). Нижня світа середнього карбону Донецького кряжа найбільш повно відслонена на південних його схилах. Зокрема, верстви її облямовують Чистяківську улоговину та її складову частину — Макіївську мульду. З верств світи, що відслонюються, вапняк F_1 часто утворює гривки. Особливо яскраво це виступає в Красноармійському районі.

Літологічний склад відкладів чистяківської світи одноманітний. Переважають глинисті сланці, піскуваті сланці та пісковики. За даними В. З. Єршова, в Красноармійському районі пісковики становлять 30%, сланці піскуваті і глинисті — 65, вапняки — 4,2 і вугілля 0,8% розрізу. Верстви вапняку й пласти вугілля не мають значної товщини. Усіх проверстків вапняку є вісім — F_1^1, F_1^2, F_1^3, F_1^4, F_2^1, F_2^2, F_2^3, F_2^4. В основі світи залягає пачка верств мандрикінського вапняку, верхній з яких F_1, що досягає 3—5 *м* потужності, належить до чистяківської світи. В покрівлі світи виявлений вапняк G_1. Між цими опорними горизонтами потужність верств чистяківської світи досягає 500 *м*. Органічні рештки у верствах світи C_2^1 зустрічаються часто і досить різноманітні. Серед керівних форм відзначають: Spirifer mosquensis Fisch., Productus semireticulatus Mart., Pr. longispinus Sow., Pr. punctatus Mart., Schizophoria resupinata Mart., Reticularia lineata Mart., Aviculopecten aff. interstrialis Phill., Macrodon foba Kon., а також рештки ортоцератит, наутилюсів, трилобітів та ін.

Нагольчанська світа (C_2^2—G). За літологічним складом нагольчанська світа подібна до нижньої, частяківської світи. Стратиграфічні межі її визначають вапняк G, що залягає в основі, і вапняк H_1 — у покрівлі її. Всіх верств вапняку в межах світи є чотири G_1, G_2, G_3 і G_4; потужність світи в цих межах досягає в Чистяківському районі 470 *м*, близько 1500 *м* у східній частині і коло 600 *м* у західній частині Донецького кряжа. Головну масу нагольчанської світи становлять верстви темносірих або чорних сланців, переверствованих кілька раз з грубозернистими пісковиками. По простяганню пісковики іноді переходять у кварцити. Серед них зустрічається 11 пропластків кам'яного вугілля. У верхній частині розрізу світи, нижче вапняку H_1, залягає верства грубозернистого або менш грубого пісковика. В цілому в межах світи пісковики становлять близько 20, сланці різні — близько 79, вапняки — 0,6 і вугілля — 0,5%.

У верхній частині нагольчанської світи пісковики зустрічаються частіш і верстви їх утворюють досить сталі горизонти. Подекуди у відкладах світи C_2^2 на Нагольному кряжі зустрічаються кварцові або кварцово-анкеритові жили, інколи з незначним зруденінням.

Органічні рештки у відкладах світи C_2^2 зустрічаються досить часто. Найбільш поширені серед них: Productus corrugatus M'Coy, Pr. semireticulatus Mart., Pr. scabriculus Mart., Reticularia lineata Mart., Orthotetes arachnoidea Phill., Spirifer mosquensis Fisch., Sp. kleini Fisch., Chonetes carbonifera Keys., Choristites cf. moelleri Lan., Spiriferella doneziana Frcks, Nucula wewokana Girty, Paleoneilo anthraconeiloides (Chao), Leda snjatkovi Fedotov, Parallelodon semicostatus M'Coy, Schizodus gapeewi Fedotov, Conocardium snjatkovi Fedotov. Звертає увагу те, що у відкладах нагольчанської світи виявлені рештки представників лише одного виду трилобітів — Cyphinium granulatum Weber та з інших членистоногих — Bellinurus iswarinensis Tchern.

Смоляninівська світа (C_2^3—H). Відклади смоляninівської світи відслонюються вузькими смугами вздовж південного й північного крил Головного антикліналу та на західних окраїнах Донецького кряжа, в басейні р. Вовчої. Окремі відслонення цієї світи зустрічаються також у північному Донбасі, між ст. Замчалове і с. Городищем.

Нижня межа відкладів смоляninівської світи проходить по вапняку H_1. Її верхню межу становить підошва вапняку I_1. В цих межах потужність осадочних товщ досягає 600—1250 *м*. Літологічний склад світи одноманітний. Це, головне, верстви пісковиків та сланців, серед яких зустрічаються 6—7 проверстків вапняку і близько 25 пластів кам'яного вугілля. Вугілля розробляють у Сталінському, Горлівському, Чистяківському, Довжанському і Шахтинсько-Несвєтаєвському районах та в басейні р. Кам'янки.

У складі світи C_2^3 виділяються дві потужні — понад 60 *м* кожна — верстви грубозернистого *головинського* пісковика, що залягають у нижній частині світи. Між цими верствами виявлено негрубий проверсток вапняку. Всіх верств вапняку сім. Верстви пісковика витримуються на дуже великому протязі, можна вважати — по всьому Донецькому басейну. У верхній частині світи теж виявлена потужна верства, близько 80 *м*, грубозернистого *бабаківського* пісковика. Пісковики в розрізі цієї світи, за даними В. З. Єршова, становлять 34%, сланці піскуваті та глинисті — 64, вапняки — 1,0, вугілля — 1,3%. В складі світи C_2^3 дуже поширені алювіальні відклади.

Органічні рештки у відкладах світи C_2^3 зустрічаються часто, серед них численні представники брахіопод, пелеципод та ін.: Productus (Linoproductus) planocora Rot., Pr. (Marginifera) postsetosus Rot., Pr. (Marginifera) spartakiensis Rot., Pr. (Avonia) echidniformis Grab. et Chao, Pr. scabriculus Mart., Carbonicola angulata Ryckn., C. acuta Sow., Chonetes carbonifera Keys., Spirifer (Brachithyrina) orbicus Rot., Sp. (Neospirifer) smolanus Rot., Sp. (Choristites) notabilis Rot., Gastrioceras listeri Mart., G. circumnodosum Foord, Orthotetes crenistria Phill.

У континентальних відкладах світи C_2^3 виявлена значна кількість решток рослин: Neuropteris gigantea Sternb., Sphenopteris Hoenigshausii Brongn., Calamites cistii Brongn., Cordaites principalis (Germ.) Gein., Lepidodendron aculeatum Sternb., Stigmaria ficoides Sternb., Sigillaria rugosa Brongn. та ін.

В останній час списки решток викопних рослин з відкладів смоляninівської світи набагато поповнила К. О. Новик.

Білокалитвенська світа (C_2^4—I). Верхня частина башкирського ярусу на Донецькому кряжі за загальними особливостями мало відрізняється від підстелюючих верств. Нижня межа її проходить по верстві вапняку I_1; у покрівлі її залягає вапняк верстви K_1. В цих стратиграфічних межах потужність верств білокалитвенської світи досягає 600 *м* і збільшується в напрямку з заходу на схід. Літологічний склад верств білокалитвенської світи змінний. При переважній кількості верств сланців та пісковиків ця світа вміщає 8 проверстків вапняку і близько 13 пластів кам'яного вугілля. Пісковиків у ній 33%, сланців близько 65, вапняків 1,3 і вугілля 0,5%.

Відклади білокалитвенської світи поширені на крилах Головного Донецького антикліналу майже на всьому його протязі. Вони вузькою смугою облямовують Кальміус-Торецьку западину. В північній частині Донецького кряжа відслонення цієї світи простежуються на значному протязі між сс. Городищем і Таунами.

З численних викопних органічних решток з відкладів білокалитвенської світи керівне значення мають: Productus (Dictyoclostus) obraszoviensis Ivan., Pr. (Linoproductus) obscuroundatus Lich., Pr. (Marginifera) prolixus Rot., Spirifer (Brachithyrina) probus Rot., Sp. (Choristites) luganus Rot., Spiriferina cristata Schloth., Schizophoria resupinata Mart., Orthotetes crenistria Phill., Reticularia lineata Mart., Antracomya pulchra Hind, A. lanceolata Hind, Campophyllum amplexoides Stuck., Anthracoceras aegiranum Schmidt, Donetzoceras donetzense Librow.

Верстви пісковиків, піскуватих та глинистих сланців білокалитвенської, як і інших світ середнього Донбасу, багаті на рослинні рештки. Серед останніх частіш за інші зустрічаються: Neuropteris gigantea Sternb., Mariopteris muricata (Schloth.) Zeill., Sphenophyllum

cuneifolium Sternb., Pinnularia capillacea L. et H., Annularia ramosa Weiss., Calamites Suckowi Brongn., Dorycordaites palmaeformis (Goepp). Grand. Eury, Lepidodendron obovatum Sternb., Stigmaria ficoides Sternb.

Московський ярус. Верхня частина середнього відділу кам'яновугільної системи на Донецькому кряжі теж складається з верств пісковиків, сланців і вапняків та пластів кам'яного вугілля. Стратиграфічні межі ярусу визначають верстви вапняків K_1 внизу і N_1 вгорі. В цих межах московський ярус має велику потужність, змінну з заходу на схід. Його відклади поділяють на три світи: кам'янську, C_2^5 — K, алмазну, C_2^6 — L, і лисичанську (горлівську, або краснокутську), C_2^7 — M. Вони дуже поширені на Донецькому кряжі і виявлені в ряді місць поза його межами. З цими відкладами пов'язані пласти кам'яного вугілля, що їх розробляють у ряді районів.

Органічні рештки у верствах московського ярусу зустрічаються у великій кількості. Тут, як і в підлеглих світах карбону, керівне значення продовжують зберігати брахіоподи. Значно розвиваються окремі групи молюсків. Зокрема, серед гоніатитів з'являються нові роди. Особливо різноманітна й численна рослинність московського віку. Представники її характеризують особливості ряду світ верхнього ярусу середнього карбону.

Кам'янська світа (C_2^5 —K). Стратиграфічні межі кам'янської світи визначають вапняк K_1 внизу і L_1 вгорі. В цих межах потужність світи досягає в районі Кальміусу 400 *м* і в Шахтинському районі 1100 *м*. Літологічно верстви кам'янської світи представлені пісковиками і сланцями, яким підпорядковані близько 11 сталих, а всього — 12—24 верстви вапняку і близько 32 пластів кам'яного вугілля. Пісковики в складі світи переважають у північно-західному районі кряжа. На південному сході вони поступаються перед сланцями. Серед відкладів світи C_2^5 відмітна наявність над вапняком K_1 потужної верстви світлосірого грубозернистого «тютюнового» пісковика і пласта кам'яного вугілля під ним. Вищі горизонти становить сланцьова товща, яка включає тоненькі проверстки щільного пісковика. Тут розміщено багато пластів і пропластків кам'яного вугілля та проверстків вапняку. Пісковики займають у розрізі 32%, сланці — 64, вапняки — 1,8, вугілля — 2,2% в Алмазному районі і, відповідно,— 26, 71,7, 1 і 1,3% в Шахтинському районі (Єршов, 1954).

Відклади кам'янської світи відслонюються широкими смугами на периферії Кальміус-Торецької улоговини та на крилах Головного антикліналу. Органічні рештки у відкладах світи C_2^5 зустрічаються у великій кількості. Серед них керівні: Productus (Dictyoclostus) donezianus Lich., Pr. (Productus) scificus Rot., Pr (Marginifera) beleus Rot., Pr. (Marginifera) titanensis Lich., Productus semireticulatus Mart., Pr. scabriculus Mart., Pr. cf. cora d'Orb., Pr. flemingi Sow., Chonetes carbonifera Keys., Schizophoria resupinata Mart., Orthotetes crenistria Phill., Spirifer mosquensis Fisch., Sp. (Choristites) inferus (Ivan.), Sp. (Choristites) priscus Eichw., Sp. (Neospirifer) baschkowensis Rot., Reticularia lineata Mart., Bradyina nautiliformis Moell., Euphemus carbonarius Cox., Fusulina triangula Raus., Staffella confusa Lee et Chen та багато інших.

У відкладах світи з'являються численні представники трилобітів — філіпсій: Griffithides lutugini Web., Gr. transilis Web., Cyphium kumpani Web.

Серед решток рослин, за даними К. О. Новик (1952), переважають Eusphenopteris striata Goth., Neuropteris gigantea Sternb., N. lingua Bertr.) Nov. та ін.

Алмазна світа (C_2^6 —L). Середня частина московського ярусу Донецького кряжа витримує основні риси літологічного складу відкладів верхнього карбону. В її основі лежить верства вапняку L_1, а завершується вона верствою вапняку M_1. У цих межах потужність алмазної світи змінюється від 190 *м* у Лисичанському районі до 460 *м* у Білокалитвенському. Зменшення потужності спостерігається в південно-східному напрямку і, крім того, в східній частині, в північному напрямку. В складі світи переважають пісковики, що залягають над верствами вапняку. Останніх відомо 7, а в східній частині території поширення відкладів C_2^6 з'являються додаткові проверстки вапняку. Пластів кам'яного вугілля в цій світі чимало. В окремих районах кількість самих тільки робочих пластів перевищує вісім.

Верстви, що супроводять вапняк L_5, мають тонкозернистий склад, а сам вапняк характеризується великим вмістом решток викопних коралів. Над вапняками L_5, L_6 і L_7 лежать верстви грубозернистого пісковика, що витримуються на великих просторах Донбасу. За даними В. З. Єршова, пісковики в розрізі світи C_2^6 займають в Алмазному районі 26%, піскуваті й глинисті сланці — 67, вапняки — 4 і вугілля — 3%.

Верстви алмазної світи відслонюються на значній частині Донецького кряжа. Вони займають неширoку смугу у східній частині Бахмутської і Кальміус-Торецької улоговин. На заході вони місцями виступають по долинах рр. Вовчої і Солоної. Відслонення її в східній частині кряжа виявлені в окремих ізольованих районах. Лише на окраїнах Білокалитвенської та Довжансько-Саткинської синкліналей вони виходять широкими смугами. В північній частині Донбасу відслонення алмазної світи відомі в басейнах рр. Вільхової, Кам'янки тощо.

Органічних решток у відкладах алмазної світи, форм, які б були характерні лише для цієї світи, небагато: більшість виявлених тут представників з'являється у нижній, кам'янській, і переходить у верхню світу середнього карбону. Переважають такі форми: Productus (Marginifera) bellus Rot., Productus semireticulatus Mart., Pr. spinosus Mart., Pr. flemingi Sow., Pr. konincki Vern., Schizophoria resupinata Mart., Rhipidomella michelini Ev., Orthotetes crenistria Phill., O. arachnoidea Phill., Meekella eximia Eichw., Spirifer (Choristites) priscus Eichw., Sp. (Choristites) eudoxiae Frcks, Sp. (Neospirifer) poststriatus Nik., Spirifer mosquensis Fisch., Reticularia lineata Mart.

Для відкладів алмазної світи характерні лише такі форми: Anthracomya laevis var. scottica Daw., A. pruvosti Tschern., Schubertella lata Lee et Chen, Fusulinella rhomboides Lee et Chen, Tetrataxis altus Sosn., Fusulina paratriangula Putr., Amplexus stuckenbergi Fom., Lithostrotionella donbassica Fom., L. lutugini Fom. та ін.

У пісковиково-сланцьових відкладах алмазної світи дуже численні рештки рослин. Серед них найчастіше зустрічаються: Asterotheca Miltonii (Artis) Zeill., Calamites carinatus Sternb., Lepidodendron aculeatum Sternb., Mariopteris nervosa (Brongn.) Zeill., Neuropteris heterophylla Brongn. та ін. (Новик, 1952).

Лисичанська (горлівська) світа (C_2^7—M). Верхню частину середнього карбону на Донецькому кряжі виділяють в окрему, лисичанську, світу. Стратиграфічні межі цієї світи визначають верстви вапняку M_1 внизу і N_1 вгорі. В цих межах потужність світи досягає 940 *м*. Визначена раніш закономірність зростання потужностей з заходу на схід простежується також і в лисичанській світі. Пісковиків в її складі близько 27%, сланців — 71,4, вапняків — 6, вугілля — 1,2%. Вапняків у світі 14 стратиграфічних верств. Вапнякові верстви M_5, M_6, M_9 і M_{10}, які залягають у верхній частині світи, в східних районах кряжа набувають значної потужності, місцями до 20 *м* кожна (рис. 83).

Відклади лисичанської світи відслонюються в багатьох районах Донецького кряжа. Відслонення їх широкою смугою облямовують Бахмутську і Кальміус-Торецьку улоговини. В Макіївській, Боково-Хрустальській і Чистяківській синкліналях ці відклади виступають на схід у вигляді трьох язиків. На заході вони відомі в басейні р. Вовчої, в районі Красноармійського і північніше. У північній частині Донецького кряжа відклади світи C_2^7 виповнюють окремі невеликі синкліналі. В його східній частині відклади лисичанської світи відслонюються широ-

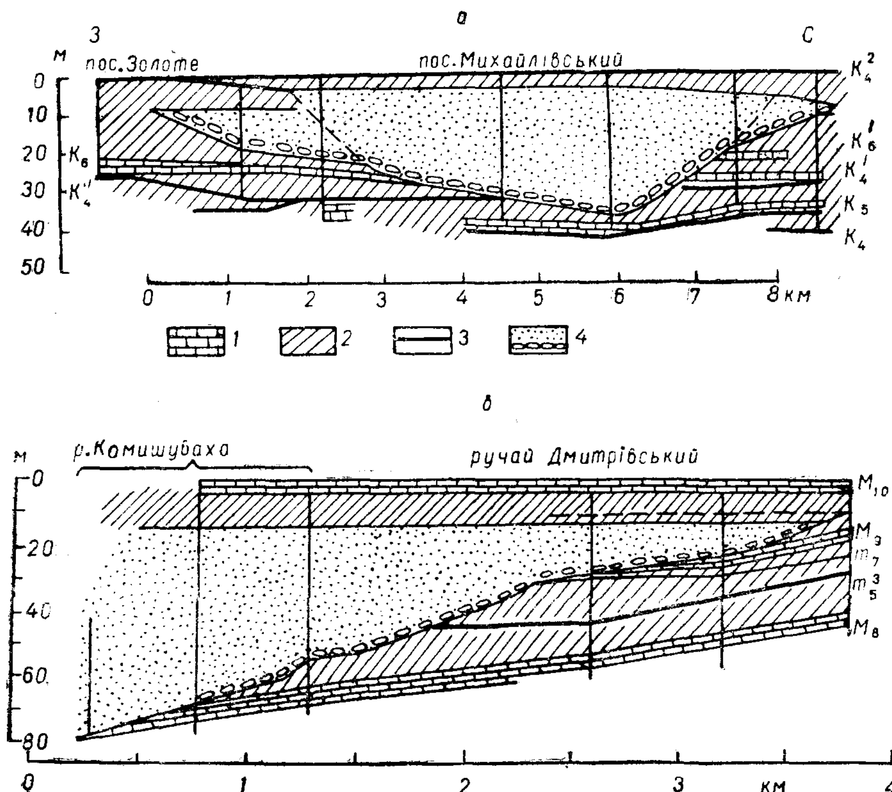


Рис. 83.
Літологічний профіль частини світи C_2^7 над вапняком K_5 *(а)* і літологічний профіль частини цієї ж світи від вапняку M_8 до вапняку M_{10} *(б)* (за С. Є. Колотухіною): *1* — вапняк, *2* — піскувато-глинисті породи, *3* — вугілля, *4* — пісковик.

кими смугами в осьових частинах Довжансько-Садкинської та Білокалитвенської синклінальних складок. Ще далі окремі невеликі смуги відслонень цієї світи відомі в межах Грушевської і Краснодонської синкліналей.

Органічні рештки у відкладах лисичанської світи дуже численні. Багато представників викопних груп організмів у цей час завершують свій розвиток і в молодших відкладах не зустрічаються. З'являється ряд нових форм. З представників, характерних лише для лисичанської світи, виділяються: Productus (Marginifera) parvissimus R o t., Pr. (Marginifera) pulcher R o t., Pr. (Marginifera) candens R o t., Pr. (Dictyoclostus) manchuricus C h a o, Pr. (Buxtonia) schurabensis L i c h., Spirifer (Brachithyris) parvus R o t., Anthracomya calcifera H i n d, Fusiella paradoxa L e e et C h e n, Orobias stella G r e b., Staffella parasphaeroides L e e et C h e n, Fusulina cylindrica F i s c h., F. schellwieni S t a f f., F. samarica R a u s. et B e l j., F. gigantella S o s n., Actinophrensis doneziana F o m., Lophophyllum positorluosum F o m., Koninckophyllum intermedium F o m.,

Lithostrotionella mohikana F o m., Anthracoceras cambriense B i s a t, Syngastrioceras ukrainicum L i b r o w., а також рештки рослин: Neuropteris Scheuchzeri H o f f m., N. ovata H o f f m., Alethopteris valida B o u l a y, Annularia stellata (S c h l o t h.) W o o d.

Велика кількість інших форм доповнює характеристику тваринного світу відкладів лисичанської товщі.

Верхній карбон. Г ж е л ь с ь к и й я р у с. Відклади верхнього відділу кам'яновугільної системи на Донецькому кряжі за літологічним складом мало відрізняються від підлеглих верств і поступовими переходами пов'язані з покривними відкладами пермської системи. Стратиграфічні межі верхнього карбону Донбасу досі встановлені не остаточно. Нижня межа його проводиться по вапняку N_1 або N_2. Більшість даних свідчить саме за другий варіант. Верхню межу верхнього карбону тепер вважають необхідним проводити по підошві червонокольорових порід товщі мідистих пісковиків, які перекривають так звану араукаритову світу. Отже, до верхнього відділу кам'яновугільної системи належать світи N, O і P, що об'єднуються в один гжельський ярус. У цих межах потужність верхнього карбону перевищує 2000 *м*.

Літологічний склад відкладів гжельського ярусу витримує ті загальні особливості, які характеризували і підстелюючі верстви. Дуже поширені тут піскуваті та глинисті сланці і пісковики. Верстви вапняку серед піщано-сланцьової товщі зустрічаються часто. Потужність цих верств, у середньому, більша, ніж середньокарбонових. Пласти кам'яного вугілля у відкладах гжельського ярусу зустрічаються часто, окремі з них мають велике народногосподарське значення.

Верхній відділ кам'яновугільної системи Донецького кряжа характеризують численні рештки тритицитів, відсутність ребристих представників хористит, вимирання більшості представників кам'яновугільних коралів і майже цілковите оновлення їх фауни. Так само змінюється склад фауни форамініфер, з яких, зокрема, вимирають фузуліни.

Для пізнькокам'яновугільної епохи характерна рясна різноманітна рослинність, яка визначає певний етап у розвитку рослинного світу і виділяється під назвою стефанської флори.

За палеонтологічними даними в гжельському ярусі виділяються три світи — довжанська, або ісаєвська, дружківська, або авіловська, і араукаритова. Кожна з них характеризується своїми ознаками.

Довжанська (ісаєвська) світа (C_3^1—N). Нижня частина верхньокам'яновугільних відкладів за складом мало відрізняється від підстелюючих верств середнього карбону. Стратиграфічні межі цієї світи проходять: нижня — по вапняку N_2 (N_1), а верхня — по вапняку O_1. У цих межах потужність світи досягає в районі Макіївка—Горлівка 850, в Алмазному районі — 870, в Лисичанському — 340 *м*. Разом з тим спостерігається деяке зменшення потужності довжанської світи з заходу на схід, протилежно до того, що було в середньому карбоні.

У західній ділянці поширення кам'яновугільних відкладів у верхах довжанської світи виявлена характерна для цієї частини розрізу карбону потужна верства грубозернистого пісковика. Західніше цей пісковик поділяється на кілька окремих верств, потужність його різко зменшується, а іноді він випадає з розрізу зовсім. Вапнякових верств у складі довжанської світи кілька; з них сталих п'ять. У нижній частині світи лежить ісаєвський вапняк N_1. Він відслонюється по р. Булавину, в околицях с. Чорнухиного. Забарвлення вапняку темносіре, майже чорне. Хімічний склад його, за даними Л. П. Нестеренка (1954), такий: CaO — 45,50, MgO — 0,58, R_2O_3 — 4,15, SiO_2 — 12,73, в. п. п.— 36,70%; розчинність — 85,20%.

З інших вапняків цієї світи відзначається N_1^0, брекчієподібний. Ще вище залягає верства вапняку N_2^1, що його вважають одним з го-

ловних маркіруючих горизонтів світи. Він складається з двох пачок, між якими лежить товща аргілітів потужністю 1,5—6,0 *м*. У нижній частині вапняку багато члеників криноїдей і забарвлення його характерне червонясте. Верхня пачка його жовтувата і відмітна наявністю черепашок трилобітів. Над цим вапняком виділяється, потужністю до 30 *м*, верства конгломератоподібного, грубозернистого пісковика. Верхня частина цієї світи складена переважно верствами пісковиків, серед яких виявлено дві верстви брекчієподібного вапняку. Вапняк N_3 виділяється серед інших тим, що він вміщує велику кількість викопних решток коралів. Пластів кам'яного вугілля серед верств довжанської світи, таких, які б мали велике економічне значення, небагато. За даними В. З. Єршова, в розрізі світи у Кальміус-Торецькій улоговині пісковики становлять 27, сланці — 72, вапняки — 0,6 і вугілля 0,4%.

Верстви довжанської світи відслонені в багатьох районах Донецького кряжа. Вони виявлені в осьовій частині Дружківської і в Макіївській та Чистяківській антикліналях. Особливо велику площу займають відклади цієї світи в Довжансько-Саткинській синкліналі і в ряді інших прогинів, як от: Катеринівський, Білокалитвенський, Жирновський тощо.

Органічні рештки у відкладах довжанської світи дуже численні. Тут поширені рештки Lophophyllidium rodygini F o m., L. maljavkini F o m., Caninia gurovi F o m., Axophyllum cavum T r d., Cystophora fereslebeni (S t u c k.), Productus (Dictyoclostus) donezianus var. neoissaievi L i c h., Spirifer (Brachithyris) donezianus F r c k s, Fusulina rombiformis P u t r., F. pseudocylindrica P u t r., Triticites aff. elliptica L e e, Climacammina gracilis M ö l l., Chaetelella superior S o k o l. Поряд з цими формами з'являються такі, що розвиваються потім. Продовжує існувати велика кількість форм, які, в цілому, дають достатньо ясну біостратиграфічну картину довжанської світи.

Дружківська (авіловська) світа (C_3^2—O). Середня частина верхнього ярусу кам'яновугільної системи на Донецькому кряжі за своїми загальними ознаками мало чим відрізняється від нижньої, довжанської світи. Стратиграфічні межі її визначають верстви вапняку O_1 внизу і P_1 вгорі. В цих межах потужність дружківської світи становить понад 1000 *м*.

Літологічний склад світи C_3^2 характеризується переважанням верств пісковиків та сланців, серед яких залягає 6—7 верств вапняку і понад 30 пластів та пропластків кам'яного вугілля. Нижній вапняк O_1, що лежить в основі дружківської світи, має значну потужність. Він часом подвоюється, але загалом зберігає свої особливості на значній площі. Це щільний вапняк сірого забарвлення, товщиною до 2 *м*. Він добре простежується у відслоненнях. Хімічний склад його, за даними Л. П. Нестеренка, такий: CaO — 53,3, MgO — 0,66, SiO_2 — 0,51, R_2O — 1,10, в. п. п.— 43,30%; розчинність — 98,28%. Верства цього вапняку розробляється на всьому її простяганні. Для стратиграфії дружківської світи велике значення має також вапняк O_2 — приховано-кристалічна порода темносірого забарвлення зі значною кількістю черепашкового детриту. Хімічний склад вапняку, за визначеннями Л. П. Нестеренка, такий: CaO — 49,75, MgO — 0,98%; розчинність — 94,2%. Важливим стратиграфічним горизонтом є також верства вапняку O_6 — сіра кристалічна порода з жовтуватим відтінком. Вище цього вапняку лежить потужна верства пісковика, з проверстками гравію і конгломерату, з яскравою ускісною верствуватістю. Верхня частина світи складена, переважно, верствами пісковика плитчастої будови. Відслонення цих пісковиків і їх виробки простежуються майже на всьому протязі між Артемівськом і Дебальцевим. Пласти вугілля зосереджені, головне, у верхніх частинах дружківської світи. Верстви світи C_3^2 відслонюються в багатьох районах Донецького кряжа. В районі Дружківської антикліналі вони виступають вузькою смугою навколо цієї структури. Найбільш поширені вони в осьовій частині Бахмутської улоговини, далі виявлені вздовж північного крила Головного антикліналу. Окремі площі відслонень верств цієї світи зустрічаються в осьових частинах синклінальних складок, наприклад, у Білокалитвенській, Жирновській та ін. У східній частині Донецького кряжа відслонення верств дружківської світи не відомі.

Органічні рештки у верствах дружківської світи зустрічаються часто. За складом вони дещо відрізняються від викопних решток як підстелюючих, так і вкриваючих верств.

Із форамініфер для дружківської світи вважаються характерними форми, що перейшли сюди з довжанської світи C_3^1, і ряд нових видів, як Triticites simplex S c h e l l w., T. obsoleta S c h e l l w., T. rossica S c h e l l w., T. montiparus E h r e n b. em. M ö l l. та ін.

Викопні брахіоподи та корали в складі верств світи C_3^2 зустрічаються часто; найважливіші серед них: Productus (Marginifera) aff. uralicus T s c h e r n., Pr. (Buxtonia) lutugini L i c h., Pr. (Buxtonia) kalitvensis L i c h., Pr. (Dictyoclostus) jirnoensis S e m., Pr. (Dictyoclostus) cf. neoinflatus L i c h., Pr. (Dictyoclostus) proprius L i c h., Camarophoria sella K u t., Spirifer (Choristites) aff. fritschi S c h e l l w., Sp. (Martinia) sokolovi T s c h e r n. var. laevis L i c h., Lonsdaleiastrea cystiseptata F o m., Kionophyllum planum F o m.

За фауною форамініфер світа O помітно відрізняється від нижчележачих світ. Винятком є такі форми: Orobias angulata C o l., O. aff. loczyi L o r e n t і Endothyra bowmani P h i l l. В межах лише дружківської світи виявлені такі форми: Ammovertella aff. inversa S c h e l l w., Glomospira tscherdynzevi S o s n., Fusiella gracilis G r e b., Triticites obsoleta S c h e l l w., T. irregularis S c h e l l w., T. montiparus E h r e n b. em. M ö l l., T. umbonoplicatus R a u s., Rugosofusulina prisca E h r e n b. em. M ö l l, Schubertella transitoria S t a f f. et W e d., Quasifusulina tenuissima S c h e l l w. та ін.

Чимало форм викопних організмів вперше з'являється у відкладах дружківської світи, розвивається далі і переходить у покривні верстви: Productus (Marginifera) pusilla S c h e l l w., Pr. (Linoproductus) cora var. extensa L i c h., Pr. (Dictyoclostus) dortoni K i n g, Enteletes cf. tschernyschevi S c h e l l w., E. carnicus S c h e l l w., Chonetes flemingi N o r w. et P r a t., Spirifer (Brachithyrina) rectangulus K u t., Sp. aff. fasciger K e y s., Sestrophyllum irregulare F o m., Caninia ruprecht S t u c k. var. meridionalis F o m., Orygmophyllum concavum F o m., Schubertella parakingi B r o g n., Triticites aff. pseudoarcticus R a u s. et B e l j., T. rossica (S c h e l l w.), Rugosofusulina (?) alpina S c h e l l w. та ін.

Крім перелічених форм, у верствах дружківської світи виявлені численні рештки і інших, більш поширених форм, які поряд з наведеними, характеризують відклади верхнього карбону Донецького кряжа. Часто зустрічаються рештки рослин: Hymenotheca acuta K i d s t., Calamites undulatus S t e r n b., Annularia stellata (S c h l o t h.) W o o d, Neuropteris rarinervis B u n b., Cordaites borassifolius (S t e r n b.) U n g e r та ін.

Араукаритова світа (C_3^3—P). Верхня світа кам'яновугільної системи Донецького кряжа дістала назву за численними залишками у ній Araucarites rhodeanum G o e p p. Стратиграфічні межі араукаритової світи визначають внизу верства вапняку P_1, а вгорі підошва червоноколірних порід пермської системи. В цих межах потужність араукаритової світи досягає майже 1000 *м*. Вона дещо міняється в окремих районах: найбільша товщина її біля с. Луганського, найменша — 350 *м* — біля

с. Шультиного. В будові араукаритової світи беруть участь верстви переважно уламкових порід.

Розріз світи починається з товщі темносірого вапняку P_1 — щільної породи з численними включеннями члеників криноїдей і черепашок брахіопод. На всьому своєму простяганні цей вапняк відіграє помітну роль у будові рельєфу. Він утворює гривки і висипки, особливо яскраво виявлені на південно-східній окраїні Бахмутської улоговини. Потужність верстви вапняку близько 1 *м*. Над вапняком лежить товща верств аргілітів, пісковиків та алевролітів. Пісковикова товща має велику потужність дрібно- і середньозернистих пісковиків з яскравою верствуватою або плитчастою будовою. В нижніх горизонтах пісковикової товщі зустрічаються скрем'янілі стовбури араукарій. Вище по розрізу спостерігається складне чергування пісковиків, аргілітів з прошарками вапняку. Хімічний склад вапняків досить змінний. За даними Л. П. Нестеренка, нижній вапняк P_1 має, в середньому: CaO—52,69, MgO — 0,31, SiO_2 — 0—1,8, R_2O_3 — 0—2,15, в. п. п.— 41,78%; розчинність — 96,96%.

Склад відкладів араукаритової світи досить докладно вивчила Г. В. Карпова (1955). За її даними, найголовніші типи порід цієї світи відзначаються такими особливостями. Грубоуламкові породи виявлені дрібногальковими конгломератами, звичайно пов'язаними з пісковиками, в основі яких вони залягають. Складаються вони з уламків гірських порід, кварцу, слюди і поодиноких зерен польового шпату.

Потужність верств пісковиків досягає 40 *м*. Виділяються пісковики кварцові, польовошпато-кварцові, аркозові та ін.; всі пісковики мають поліміктовий і, рідше, олігоміктовий характер. Алевроліти з араукаритової товщі мають цемент гідрослюдистий або карбонатний. З ними пов'язані глинисті породи. Вони відзначаються низьким ступенем дисперсності і належать до механічних осадків. Г. В. Карпова відмічає істотну роль строкатоколірних порід у розрізі араукаритової світи Донецького кряжа. Пласти вугілля, розвинуті в араукаритовій товщі, по простяганню часто переходять у вуглисті сланці. Кам'яне вугілля мало вуглефіковане і алохтонного відкладення. Серед карбонатних порід араукаритової світи виділяються три типи вапняків. Вони складають у східній частині Бахмутської улоговини 23 верстви потужністю 1,7—2 *м*.

У цілому в складі араукаритової світи Донецького кряжа Карпова нараховує: грубо- і середньозернистих пісковиків разом з гравелітами — 18,9—39,0%; дрібнозернистих пісковиків — 7,5—33,6, алевролітів — 25,2—46,2 (у тому числі строкатоколірних порід —10,7—28,2), вугілля — 0—0,8, вапняків — 0,3—1,7%. Грубі піскуваті породи в складі араукаритової світи, так само як верстви вапняків і пласти вугілля, зосереджені в нижній частині світи, а в верхній її частині переважають строкатоколірні породи.

Відслонення араукаритової світи зосереджені в західній частині Донецького кряжа. В цьому ж напрямку вони занурюються під молодші наверствування. Відслонення верств цієї світи беруть участь у будові Головного антикліналу, Костянтинівсько-Дружківського антикліналу, а також окремих куполів в області куполової тектоніки. Особливо значні площі відслонення араукаритової світи займають у Бахмутській та Кальміус-Торецькій улоговинах. Потужність араукаритової світи найбільша в Бахмутській улоговині. На північ, південь і захід вона поступово зменшується.

Органічні рештки у відкладах араукаритової світи зустрічаються часто. Серед численних форм, що переходять сюди з верхнього карбону, для неї характерні: Productus (Marginifera) capaciformis var. bachmutica L i c h., Pr. (Dictyoclostus) neoinflatus L i c h., Pr. (Dictyoclostus) grünewaldi K r o t., Rhynchopora variabilis S t u c k., Spirifer (Choristites) fritschi S c h e l l w., Histiophyllum pumilum F o m., Caninia licharevi F o m., Staffella nikitensis B r o g n., Triticites arcticus S c h e l l w. та ін.

З численних решток викопних рослин для араукаритової світи керівне значення мають: Araucarites rhodeanus G o e p p., Pecopteris mironovana Z a l. et T s c h i r k., Neuropteris densinervosa Z a l., Odoptopteris naumichana Z a l., Tylodendron bachmuticum Z a l., Rhyzodendron rossicum Z a l. тощо.

Будова кам'яновугільної системи Донецького кряжа характеризується великою складністю і різноманітністю літологічних та генетичних типів відкладів. У розподілі цих типів наверствувань, однак, простежується певна закономірність, давно виявлена донецькими геологами. Установлено, що вапнякам і фаціально спорідненим з ними вапняковим сланцям, здебільшого, постіллю є пласти кам'яного вугілля, відокремлені від вапняків лише незначною пачкою верств. У покрівлі пластів вугілля, крім вапняків, залягають переважно глинисті або піскуваті сланці тощо. В західній частині Донецького басейну число верств вапняку зменшується, переважають континентальні й субконтинентальні осадки; кількість вапнякових верств у середньо- і верхньокам'яновугільних відкладах зростає з півдня на північ.

Ці закономірності зумовлені історією геологічного розвитку Донецької субгеосинкліналі, в якій коливальні рухи були диференційовані; низхідні їх фази переважали в східній частині басейну, де завдяки цьому морські умови седиментації осадків були відносно стійкішими.

Пермська система

Відклади пермської системи в будові Донецького кряжа мають велике значення. Після кам'яновугільної системи вони займають найбільшу площу. Відслонення верств пермі зосереджені в західній частині Донецького кряжа, головне в області куполової тектоніки. У своєму географічному розміщенні пермські відклади залежать від структури і займають зони, перехідні між Донецьким синклінорієм і Дніпровсько-Донецькою западиною. В зоні зчленування вздовж долини Дінця пермські відклади поширені досить далеко на північний захід і недавно виявлені в районі Балаклії.

Вивчення наверствувань пермського віку на Донецькому кряжі здійснювалося поряд з вивченням кам'яновугільної системи. Перші відомості про них зібрали учасники великих російських академічних експедицій у другій половині XVIII ст. Загальну характеристику їх у 1829 р. дав Є. П. Ковалевський. У 1837 р. в звітах експедиції А. М. Демидова пермські відклади описані під назвою «рухлякової бахмутської формації». Цінні відомості про перм Донецького кряжа пізніше подав Р. Мурчісон, далі брати Носови і О. В. Гуров. Докладну характеристику пермської системи Донбасу дав у 1863 р. І. Ф. Леваковський. Стратиграфічне розчленування відкладів пермі дали Ф. М. Чернишов і Л. І. Лутугін, а сучасну схему їх поділу опрацював М. М. Яковлєв. У межах пермської системи виділяються світи: мідистих пісковиків, вапняково-доломітова, соленосна пересаська. Після перерви на них залягають відклади дропівської світи і в Бахмутській улоговині і шебелинська та коренівської світ на півн.-зах. окраїнах Донбасу.

Світа мідистих пісковиків. Пермська система відкладів у західній частині Донецького кряжа починається потужною товщею піскуватих і глинистих верств, характерну особливість яких становить деяка міденосність. За цією особливістю вся пісковиково-сланцьова товща об'єднана під назвою світи мідистих пісковиків. Загальну потужність її вимірюють у 500 *м*, а в межах Бахмутської улоговини і більше. Стратиграфічні межі світи мідистих пісковиків не ясні. Внизу вона поступовими переходами пов'язана з відкладами араукаритової, а вгорі переходить у відклади

вапняково-доломітової світи. Пермський вік мідистих пісковиків визначається на підставі наявних у них решток викопних рослин, за К. О. Новик переважно таких: Callipteris conferta B r o n g n., Samaropsis cf. Holtedahlii H o e g., Cordaites aff. rosslerianus G e i n., а також Paracalamites decoratus E i c h w. і вальхій. Є вказівки про наявність у товщі цих пісковиків проверстків з рештками морських тварин.

Літологічний склад світи мідистих пісковиків одноманітний, представлений верствами пісковиків і глин, співвідношення яких переважно 1 : 1 або ж 2 : 1. Рідше серед цих відкладів зустрічаються проверстки конгломератів. Пісковики здебільшого бувають кварцові, дрібно- або грубозернисті, конгломератоподібні. У більшості пісковикових верств відомі включення азуриту. Скупчення його зустрічаються там, де серед пісковиків виявлені рештки рослин (навколо яких зосереджуються мінерали). Забарвлення відкладів світи мідистих пісковиків у більшості яскраве, буре, голубуватосіре, сіре або чорне, але ці відтінки губляться на основному червоному фоні, який є однією з головних ознак світи. Верстви і проверстки грубозернистих пісковиків і конгломерати у відкладах цієї світи досягають від 0,5 до 10 *м*. За даними Є. С. Шалит, кластичний матеріал їх складається з гальки червоної і сірої глини, рідше пісковика. Уламки зцементовані слюдисто-кременисто-глинистим матеріалом, щільність якого більша в порівнянні з щільністю цементованих уламків.

Мідисті включення в пісковиках зустрічаються дуже рідко. В місцях, де органічні рештки вилуговані, такі сполуки знаходяться у вигляді мідного блиску, халькопіриту та хризоколи. Сульфіди міді бувають розсіяні в породі або трапляються у вигляді окремих примазок, що відрізняються зеленим, синім чи фіолетовим кольором. Таке забарвлення надає мідистим пісковикам строкатого вигляду. Зрідка в мідистих пісковиках зустрічаються вкраплення інших сульфідів.

Хімічний склад гнізд такий:

	р. Горілий Пень			ур. Суходіл	ур. Суходіл	ур. Картамиш
CuO	1,72	2,20	1,31	0,78	1,31	6,72
(Cu)	(1,37)	(1,68)	(1,09)	(0,62)	(1,04)	(5,37)
SiO_2	70,05	68,64	80,20	72,80	69,34	54,56
TiO_2	—	—	сл.	—	—	сл.
Al_2O_3	9,76	15,46	8,51	2,20	5,52	9,35
Fe_2O_3	10,11	4,46	2,40	15,12	12,40	5,99
FeO	—	—	—	—	—	—
MnO	—	—	—	—	—	сл.
CaO	0,61	0,90	0,32	0,97	1,55	4,39
MgO	1,42	1,80	1,79	1,14	1,32	4,20
SO_3	0,08	—	0,16	0,23	0,97	0,44
S	—	—	0,02	—	—	0,01
CO_2	0,56	0,72	2,40	0,54	0,51	4,26
В. п. п.	4,82	5,25	1,16	4,51	5,33	7,49
Гігроск. H_2O	—	—	1,03	—	—	—
V_2O_5	—	—	0,08	—	—	0,04
Cr_2O_5	—	—	0,04	—	—	0,03

Переважна більшість дослідників вважає, що мідисті пісковики утворилися в морському середовищі за рахунок розкладення сульфідів бактеріями. Розчини сульфідів черпалися з продуктів руйнування зруденілих верств Нагольного кряжа.

Верстви світи мідистих пісковиків відслонюються на значній площі в Бахмутській улоговині. Найповніші розрізи її простежуються в басейні рр. Гурти, Кодими, на лівобережжі Лугані і по р. Горілий Пень.

Вапняково-доломітова світа. Основною особливістю відкладів вапняково-доломітової світи є чергування піщано-глинистих верств з 10—11 верствами доломітів і наявність штоків гіпсу (часом значного розміру). Стратиграфічні межі вапняково-доломітової світи недостатньо виразні. Поступовими переходами вона пов'язана з підстелюючими і вкриваючими відкладами. Потужність світи вимірюється 200 — 800 *м*. У складі світи виявлені, в сумарних товщинах верств: доломіти — 31,8, гіпс — 173,7, пісок і пісковик — 81,1, глина — 508,7, вапняк — 0,4 *м*. При визначенні цих потужностей не всюди, очевидно, були враховані тектонічні порушення верств і можливі їх подвоєння. За визначеннями М. В. Логвиненка та Б. Я. Каплан (1953), доломіти цієї світи утворюють пласти і пластоподібні поклади потужністю в кілька метрів. Серед верств піщано-глинистих, строкатоколірних відкладів найбільше пластів доломітів виявлено у південно-східній частині Бахмутської улоговини — близько 16; в північному і північно-західному напрямку кількість цих верств зменшується до 4—6.

Доломіти вапняково-доломітової світи в Бахмутській улоговині М. В. Логвиненко та Б. Я. Каплан ділять на чотири типи: два перші типи це водоростеві пористі доломіти і водоростеві доломіти з щільною «афанітовою» будовою; крім решток водоростей, розміщених паралельно до площин наверствування, в них зустрічаються рештки дрібних гастропод і пелеципод, члеників криноїдей, черепашок остракод і форамініфер. Далі поширений тип доломіту — оолітовий, в якому ооліти становлять близько 50% усієї породи, а решту — цемент; у цих доломітах нерозчинних решток є понад 10%, органічні зустрічаються рідко. Останній тип представлений піскуватими доломітами, що поступовими переходами пов'язані з верствами вміщаючих порід пісковиків і алевролітів.

Хімічний склад доломіту окремих родовищ у Бахмутській улоговині такий:

Місцевість	Питома вага: дійсна	Питома вага: об'ємна	SiO_2	R_2O_3	CaO	MgO	CO_2	Сума
б. Вірачова	2,803	2,366	8,53	4,00	29,10	16,49	41,90	100,02
Над Віричовою	2,952	2,383	8,52	2,76	28,88	17,89	42,06	100,11
б. Дудникова	2,837	2,565	8,32	3,04	30,04	16,22	41,36	99,38
Над Дудниковою	2,900	2,615	4,06	7,10	29,76	15,97	41,94	98,83
Кодима 1	2,851	2,446	1,42	5,34	36,71	13,19	44,23	100,89
Кодима	2,880	2,398	4,42	4,80	29,33	17,86	42,90	99,31
Михайлівка	2,886	2,248	2,96	1,10	31,22	20,32	44,90	100,50
Ганнівка	2,905	8,185	2,42	3,46	29,50	15,97	41,94	93,29
Первомайськ	2,880	2,300	8,98	3,54	29,70	16,91	41,14	100,28

Хімічний склад окремих типів доломітів Бахмутської улоговини характеризують такі цифри (дані М. В. Логвиненка та Б. Я. Каплан):

	Водоростеві доломіти	Оолітові доломіти	Піскуваті доломіти		Водоростеві доломіти	Оолітові доломіти	Піскуваті доломіти
SiO_2	1,89	6,77	14,50	В. п. п.	45,42	41,95	39,85
TiO_2	—	—	—	CO_2	—	—	—
Al_2O_3				P_2O_5	—	—	—
Fe_2O_3	1,80	2,68	3,68	SO_3	—	—	—
FeO				S	—	—	—
MnO	—	—	—	Cl	—	—	—
CaO	30,36	28,32	25,69	Сума	99,98	99,86	99,51
MgO	20,51	19,95	15,79	$\frac{CaO}{MgO}$	1,48	1,41	1,62
Na_2O+K_2O	—	—	—				
H_2O	—	—	—				

Верстви доломіту і вміщаючих їх порід, очевидно, представляють відклади неглибоких морських заток і лагун, що були відокремлені від широких морських просторів піщаними мілинами. Оолітові доломіти, доломітовий і вапняковий цемент в інших відмінах доломітів хімічного походження; водоростеві доломіти, на думку згаданих вище дослідників, утворилися від доломітизації органогенно-уламкового вапняково-доломітового мулу, тобто є вторинними доломітами заміщення.

З відкладами вапняково-доломітової світи пов'язані також значні родовища гіпсу. Вони зустрічаються на узбережжях рр. Голодоси, Кодими, Зайцівської, Горілого Пня, Мокрої Плотви, Комишної, Грузької, Бичка та ін.; поклади гіпсів зустрічаються між верствами доломіту. Вони виявлені досить чистими за складом відмінами. Хімічний склад гіпсу з родовищ Бахмутської улоговини характеризують такі дані:

Місцевість	CaO	SO_3	H_2O	R_2O_3	MgO	Нерозчинні рештки	Сума
Попасні ліски	32,30	46,53	20,86	Сліди	сл.	0,12	99,81
Гирло р. Голодоси	32,57	46,06	20,86		0,43	0,18	100,10
Правий берег Голодоси, кар'єр	32,60	46,08	21,44		0,05	0,23	100,40
Правий берег Кодими	32,50	46,48	21,14		0,11	0,16	100,39
с. Миколаївка	33,15	43,97	22,30		1,16	0,09	100,67
с. Миколаївка, західний край	32,48	46,08	21,51		0,12	0,25	100,44

У вапняково-доломітовій товщі Донбасу спостерігається поступовий перехід доломіту в ангідрит. Останній превалює над гіпсом.

Органічні рештки у відкладах вапняково-доломітової світи численні. За визначеннями М. М. Яковлєва (1899, 1900, 1908, 1912, 1953), в них зустрічаються рештки коралів, брахіопод, молюсків, криноїдей, форамініфер тощо. Й. Ю. Лапкін (1954) свідчить, що в складі викопних організмів з вапняково-доломітової світи відомо 129 форм: форамініфер — 8, коралів — 9, моховаток — 4, брахіопод — 22, пелеципод — 24, гастропод— 52, цефалопод — 10; крім цього, зустрінуті черепашки остракод, філопод та членики морських лілей. В числі викопних форм є такі: Schwagerina princeps (Ehrenb. em. Möll.), Nodosaria netschajewi Tscherd., Climacammina elegans Möll., Michelinia abichi Waag. et Wentz., M. eugenae White, Amplexus permiensis Jakov., Lophocarinophyllum jakovlevi Fom., Fenestella plebeja M'Coy, Pinnatopora ex gr. uralica Stuck., Meekella eximia Eichw., Productus inflatus Mc. Chesn., Pr. koninckі Vern., Pr. leplayi Vern., Notothyris mediterranea Gem., Cyrtodontarca bakewellioides Jakov., Schizodus wheeleri Swall., Sch. rossicus Vern., Astartella permocarbonica Tschern., Edmondia nebrascensis Geinitz, Trachydomia wheeleri Swall., Worthenia denjatinensis Jakov., Tuberculopleura anomata M. et W. та ін.

Рослинні рештки у відкладах вапняково-доломітової світи Донецького кряжа зустрічаються рідко. Серед них М. М. Яковлєв відзначає наявність решток соснoподібної вальхії — форми, досить поширеної у пермських відкладах.

Вік вапняково-доломітової світи Донецького кряжа установлений ще без достатнього обгрунтування. Найбільш імовірно, що в верхній своїй частині вона відповідає середній частині швагеринового горизонту (Д. Є. Айзенверг, 1952; О. Л. Ейнор, 1956).

Соленосна світа. Відклади нижньопермського віку в західній частині Донецького кряжа завершуються потужною соленосною товщею, яка об'єднується в окрему світу. Нижня межа соленосної світи невиразна. Завершується вона верствами конгломератів, пісковиків

і глин, що їх деякі дослідники виділяють в окрему пісково-конгломератову світу і відносять до верхнього відділу пермської системи.

Потужність соленосної товщі Донецького кряжа визначають в 600—1000 *м*. Відклади соленосної світи поширені в Бахмутській улоговині і на її північно-західному продовженні (А. О. Білик, М. Й. Бланк, Б. С. Воробйов, Й. Ю. Лапкін, Л. С. Палець, С. Є. Черпак, 1955). На всій площі свого поширення соленосна світа має досить витримане наверствування, в якому за літологічними ознаками виділяються окремі горизонти:

Нижній піщано-глинисто-конгломератовий	близько	325 *м*
Нижній гіпсоносний	»	145 »
Соленосний	»	250 »
Верхній гіпсоносний	»	145 »
Верхній піщано-глинисто-конгломератовий	»	325 ».

Літологічний склад соленосної світи ще недостатньо вивчений. Вона являє собою внизу складне переверствування червоноколірних глин, алевролітів з тонкими проверстками зеленуватосірих глин, доломітів, вапняків, пісковиків і конгломератів. Нижній гіпсоносний горизонт представлений пачками верств гіпсу і ангідриту, переверствованих з доломітизованим мергелем, вапняком, алевролітами і пропластками солі. Власне соленосний горизонт характеризується потужними верствами солі, що чергуються з глиною, ангідритом, доломітизованим мергелем тощо. З робочих верств солі в Бахмутській улоговині найбільше промислове значення мають три: надбрянцівська, брянцівська і підбрянцівська. Товщина першої незначна — в середньому не більше 4 *м*. Брянцівська верства має найбільше промислове значення, потужність її досягає 30—40 *м*. Залягає вона в районі рудника ім. Лібкнехта, на глибині 113,5 *м*. На глибині 230,7 *м* у цьому районі лежить підбрянцівська верства, потужністю майже 20 *м*. Між брянцівською і підбрянцівською відомі ще три верстви солі: 1) товщиною 11,7 *м*, на глибині 191,3 *м*; 2) товщиною 7,3 *м*, на глибині 207,0 *м* і 3) товщиною 5,8 *м*, на глибині 220,5 *м*. Глибше від підбрянцівської верстви виявлено ще 8 верств солі, що мають сумарну потужність 36,89 *м*. Товщина окремих верств від 1,18 до 6,7 *м*. Загальне співвідношення верств солі і вміщаючих порід в районі рудника ім. Лібкнехта таке:

Гіпсу 3 верстви, загальною потужністю	16,30 *м*
Ангідриту 40 верств, » »	102,19 »
Солі 21 верства, » »	142,91 »
Усього	261,40 *м*

Це становить 64% усього розрізу.

Хімічний склад солі нижньопермського віку досить однорідний і свідчить про її винятково високу якість. Наверствування солі відзначається так званими річними кільцями: чергування світлих і темніше забарвлених смуг.

Хімічний склад солі з Бахмутської улоговини такий:

Верстви	Волога	Нерозчинні рештки	R_2O_3	$CaSO_4$	$CaCl_2$	$MgCl_2$	$CaCO_3$	NaCl
Брянцівська	0,022	1,096	—	1,684	0,063	0,077	0,020	96,775
»	0,176	0,444	—	0,781	0,052	0,050	0,061	98,387
»	0,180	0,961	—	0,901	0,007	0,013	0,015	97,816
Проміжні	0,178	0,182	—	0,768	0,021	0,038	0,036	98,711
Підбрянцівська	0,144	0,019	—	0,325	0,005	0,089	0,005	99,338
Нижче підбрянцівської	0,112	1,500	—	1,328	0,158	0,019	0,050	96,645

Верхній гіпсоносний горизонт характеризується переверствуванням пластів ангідриту й гіпсу з сірими або червоноколірними глинами, проверстками солі, вапняку й доломіту. За повідомленням А. О. Білика, М. Й. Бланк, Б. С. Воробйова, Й. Ю. Лапкіна, Л. С. Пальця і С. Є. Черпака, у верствах вапняку з верхнього гіпсоносного горизонту соленосної світи району Балаклії виявлені рештки пелеципод, гастропод, членики криноїдей, голки морських їжаків, черепашки остракод та ін.

За визначенням Н. Є. Бражнікової, П. Д. Потієвської та Г. Д. Кирєєвої, серед форамініфер представлені: Glomospira aff. regularis L i p., Tetrataxis aff. nana M o r o s., Nodosaria netchajevi T c h e r d., N. longissima S u l., Geinitzina postcarbonica S p a n d., G. linguliformis L i p., Schubertella cf. parakingi B r a z h n., Schub. sphaerica S u l., Globivalvulina vulgaris M o r o s., Syzrania bella R e i t l., Fusulinella sp. та ін.

Для соленосної світи Бахмутської улоговини вважаються характерними представники гейніцин і нодозарій. Вони зустрічаються часто у нижньопермських відкладах Приуралля.

На відкладах верхнього гіпсоносного горизонту в межах синклінальних прогинів залягає пачка верств червоної глини, переверствованої з алевролітами. На антиклінальних перегинах верств поверхня соленосної світи здебільшого розмита. На ній незгідно залягає товща піщано-глинистих і конгломератових верств верхнього горизонту. В складі останнього переважають верстви червоноколірних порід—пісковиків, пісків, конгломератів, алевролітів і глини. Вік цих відкладів точно не встановлено. Вони, очевидно, відкладались у верхньопермську епоху і, можливо, в нижньому тріасі.

У ранньопермську епоху завершився дуже довгий етап історії геологічного розвитку Донецького кряжа, що характеризується складною змінністю умов у Донецькій субгеосинкліналі. Почався цей етап в середньому девоні різко виявленими низхідними рухами в окремих районах південного заходу Російської платформи. Пов'язані з ними розломні дислокації кристалічного фундаменту визначили контури та межі Дніпровсько-Донецької ровоподібної западини, включаючи і територію Донецького кряжа. Розчленований на блоки кристалічний фундамент платформи в ході коливальних рухів занурювався нерівномірно. На цьому етапі розвитку западини і кряжа відбувались потужні вулканічні виверження.

З середнього девону до ранньопермської епохи в межах теперішнього Донецького кряжа встановилися умови змінного морського середовища і узбережних низинних рівнин, які стали областю седиментації морських, алювіальних і субаеральних відкладів. Складні коливальні тектонічні рухи зумовлювали безперервну змінність просторового розміщення і послідовності наверствувань окремих генетичних типів осадочних порід. В їх розвитку формувалася складна і закономірна картина ритмічності наверствувань і поширення пластів кам'яного вугілля.

Переважні висхідні, різко диференційовані, коливальні рухи в кінці кам'яновугільного періоду визначили головні риси структури Донецького кряжа. За цих умов морське середовище в Дніпровсько-Донецькій ровоподібній субгеосинкліналі відмирало, що завершилось у ранньопермську епоху нагромадженням у Донбасі потужних верств галогенних порід.

У другу половину пермського періоду весь простір Донецького кряжа і Дніпровсько-Донецької западини вступає в тривалий етап континентального розвитку. Седиментація осадків тепер іде в залежності від структури кряжа, який далі розвивається, і зосереджується в місцевих прогинах. Саме прогини стають вихідними місцями в майбутніх наступах моря, яке повертається в область Дніпровсько-Донецької ровоподібної субгеосинкліналі в середині мезозою.

МЕЗОЗОЙСЬКА ГРУПА

Тріасова система

Мезозойська група відкладів у західній частині Донецького кряжа починається з товщі піщано-глинистих верств майже без органічних решток, розміщеної між верхньопалеозойськими відкладами внизу і нижньою юрою вгорі. На початку розгортання геологічних досліджень на Донецькому кряжі ці відклади або відносили до кам'яновугільної системи, або вважали за перехідні до юри, як про те писав у 1883 р. О. В. Гуров. Були спроби зарахувати нижньомезозойські відклади до пермської системи, яка з часом стала відома. Л. І. Лутугін (1895) установив, що нижньомезозойські відклади залягають незгідно як на кам'яновугільних, так і на пермських відкладах. О. О. Борисяк у 1905 р. уже впевнено виділив товщу найнижчих мезозойських відкладів. У 1914 р. М. М. Яковлєв описав нижньомезозойські відклади як юрсько-тріасові зважаючи на наявність у покрівлі їх верств з рештками рослин нижньолейасового віку. Аналогічні докази зібрав О. О. Борисяк, який знайшов рештки рет-лейасової рослинності у проверстках бурого залізняку з верхньої частини нижньомезозойської товщі басейну р. Сухої Кам'янки та Протопопівської балки. В 1916 р. Борисяк і Яковлєв уперше на геологічні карті показали нижньомезозойські відклади північно-західної частини Донбасу як тріасові.

В 1924 р. А. Д. Архангельський, М. С. Шатський, М. А. Преображенський і Б. П. Некрасов поділили тріасові відклади на дві частини. Нижня частина представлена строкатоколірною товщею верств суглинків та глин, чергованих з білим або зеленуватосірим, каолінистим піском, завжди з вапняковими журавчиками. Вся верхня товща тріасу подібна до делювіальних відкладів. З ними пов'язані проверстки глинистих сидеритів, залізисто-пісковикові конкреції, часто з рештками рослин.

Майже через двадцять років після робіт Архангельського, Шатського та ін. Л. Лунгерсгаузен у 1942 р. описав виділені цими дослідниками товщі тріасу під новими назвами: нижню — як серебрянську, верхню — як протопопівську. В межах же всієї нижньомезозойської товщі Лунгерсгаузен виділяв світи: *новорайську*, як умовно середній лейас, *протопівську* (протопопівську) — верхній тріас (рет і кейпер), *серебрянську* — нерозчленований середній і нижній тріас, *дронівську,* або піщано-конгломератову,— перм, низи верхнього і верхи нижнього її відділів, і *соленосну* — нижню перм. Необгрунтованість узагальнень Л. Лунгерсгаузена недавно відзначила К. І. Соколова (1955). Сама вона, услід за Архангельським, Шатським та ін., виділяє в межах західної частини Донецького кряжа відклади нижнього і верхнього тріасу.

Відслонення тріасових відкладів на північно-західній частині Донецького кряжа мають велике поширення. Їх можна спостерігати в крутих правих схилах Дінця в районі сс. Серебрянки і Закотного, на узбережжі Казенного Торця, східніше м. Слов'янська, по рр. Маячці, Торцю, Вел. Кам'янці, Сухій Кам'янці, Береці, вздовж схилів західної частини Головного антиклінала — на куполах в західній частині крила та ін.

Нижня межа тріасових відкладів, там, де вони налягають на верстви ранньопермського або пізньокам'яновугільного віку, всюди виразна. Вони нерідко перекривають давніші верстви, від котрих часто відокремлені верствою конгломерату. Верхня межа тріасової системи простежується за зміною літологічного складу верств і наявністю рослинних решток лейасового віку. В цих межах потужність тріасової системи вимірюється в середньому 200 *м*.

За зміною літологічного складу досить легко виділяються нижня і верхня частини тріасової товщі.

Нижній тріас. *Срібнянська світа.* Нижньотріасові відклади на схилах Донецького кряжа починаються в більшості, як це видно у Срібнянській синкліналі, верствами конгломератів, а вище складені переверствованням піщано-глинистих порід. У верхній частині нижньотріасових відкладів переважають глини. На цій підставі К. І. Соколова виділяє нижню, пісковикову, і верхню, глинисту, товщі, які, на наш погляд, можна порівнювати з радченківською, миргородською і, частково, глинською світами Дніпровсько-Донецької западини. Літологічний склад нижніх горизонтів нижнього тріасу Донецького кряжа дуже різноманітний. В них виявлені верстви рябих суглинків, глини зеленуватого, сірого або червоного кольору, що переверствовуються з білим, жовтим чи зеленуватим піском, здебільшого зі значною домішкою каоліну. В пісках і глинах тріасу поширена галька кварцу, кременю і досить часті глинисті конкреції — котуни. Особливість тріасових відкладів становлять численні вапнякові конкреції круглої або невиразної форми, що розпливаються у вміщаючій породі. Іноді вони зібрані у проверстки грудкуватих вапняків теж вторинного походження.

Верхня частина розрізу нижнього тріасу представлена товщею верств глини. В більшості відслонень глини цієї товщі забарвлені в червоний, рідше в темнозелений колір. В розміщенні окремих типів тріасових відкладів у західній частині Донецького кряжа спостерігається певна закономірність. У північно-східній частині території їх поширення переважають породи карбонатні, континентального походження. В північній її частині широко представлені каолінисті пісковики й глини, а в південній переважають піски й пісковики.

Органічні рештки у відкладах нижнього тріасу нечисленні. За даними К. І. Соколової, в нижній товщі тріасу виявлена кутикула рослин і в верствах зеленої глини з б. Ісакової знайдено спори. В білих каолінистих пісках середньої частини розрізу нижнього тріасу виявлені рештки неокаламітів. Соколова перараховує рештки рослин з верхньої частини глинистої товщі нижнього тріасу, в тому числі спори Cyclina punctata M a l., оогонії харових водоростей, а також черепашки остракод Darwinulla fragilis S c h n e i d., D. proniissa L ü b., D. rotundata L ü b., D. arta L ü b. Це форми нижньомезозойські.

Нижньотріасові відклади Донецького кряжа, на думку більшості дослідників, відкладалися в умовах сильно зволоженої низинної рівнини: на ній бували неглибокі басейни — озера, в які впадали рівнинні ріки. Тому серед нижньотріасових відкладів виділяються осадки фацій озерної, озерно-узбережної, дельтової, алювіальної тощо. Продукти руйнування, з яких нагромаджувались верстви нижнього тріасу, зносилися також з низинної суші. Однією з провінцій живлення, очевидно, був Донецький кряж — його осадочні товщі.

Верхній тріас. *Протопівська світа.* Верхньотріасові відклади на Донецькому кряжі відслонюються в багатьох місцях його західної частини. В підошві їх завжди лежать верстви ранньотріасового віку. В покрівлі верхнього тріасу переважно залягає нижній лейас, з яким він пов'язаний поступовими переходами; часом його з різкою незгідністю перекривають крейда або палеоген.

За літологічними даними у верхньотріасових відкладах виділяються нижня, пісковиково-глиниста, і верхня, пісковиково-галечниково-глиниста, товщі. Нижня з цих товщ завідомо тріасового віку, а верхню К. І. Соколова відносить до нижнього лейасу. Нижня частина верхнього тріасу складена переверствованням пісковиків, піску і глини, серед яких часто зустрічаються включення і проверстки сидеритів. Нижні горизонти виявлені забарвленими у сірі відтінки гравелистими пісковиками, пісковиками і пісками. В окремих районах, наприклад у с. Райському, в розрізі нижніх горизонтів верхнього тріасу переважають верстви піску зеленого забарвлення, зеленуваті та червоні пісковики і проверстки зелених та червоних глин. Загальна потужність нижньої пачки верств верхнього тріасу не перевищує 10—15 *м.* Верхня частина його складена переважно верствами піску, пісковика та глини сірого і зеленуватого кольорів. В їх складі часто зустрічаються включення та окремі лінзи сидериту. Звітрені сидерити надають вміщаючим породам різного яскравого, плямистого забарвлення. З просуванням на захід у верхніх горизонтах верхньотріасових пісків і пісковиків зустрічаються численні лінзи і проверстки сірої, зеленої або червоної глини. Ще далі на захід у розрізі верхньотріасових відкладів переважають сірі або коричньові піскуваті глини з проверстками дрібнозернистого піску та з включеннями фосфоритів. У глинах виявлені рослинні рештки.

В складі останніх у відкладах с. Гаражівки, за визначенням В. Д. Принади, зустрічаються: Xylomites asteriformis B r a u n, Xyl. zamites G o e p p., Dictyophyllum sp., Cladophlebis doneziana P r y n., Equisetites sp., Thinnfeldia iziumensis P r y n., Th. doneziana P r y n., Th. rugosa P r y n., Th. reticulata P r y n., Antevsia arberi (N a t h.) H e e r, Lepidopteris ottonis (G o e p p.), Podozamites angustifolius (S c h e n k), Miassia acutifolia P r y n., M. latifolia P r y n., Cycadocarpidium tricarpum P r y n., Crematosaccus sp., Pithyophyllum angustifolium (N a t h.) та ін., що свідчать про скоріш кейперський, ніж ретський вік рослиновмісних порід.

Крім цих рослин, за даними К. І. Соколової (1955, стор. 74), виявлені рештки *папоротей*: Todites cf. roesserti Z e i l l., Cladophlebis cf. szeiana P'a n., Thaumatopteris sp.; *птеридоспермів*: Callipteridium donezianum P r y n., C. patens P r y n., Thinnfeldia pannucea P r y n.; *цикадофітів*: Ptilozamites multipinnatus sp. n.; *гінкгових*: Phoenicopsis pauperinervis T u r.-K e t.; *кордаїтів*: Miassia sp.; *хвойних*: Podozamites angustifolius (S c h e n k) var. plurinervis P r y n., P. minutus T u r-K e t., Cycadocarpidium erdmani N a t h., Pithyophyllum follinnii (N a t h.), Pithyocladus kobukensis (S e w.) та ін.

За даними Ф. А. Станіславського (1953), найхарактернішими для рослинності цього району є Lepidopteris ottonis (G o e p p.), а для басейну Самари і м. Ізюма — Sagenopteris rhoifolia, Anomozamites, Neocalamites та ін., на підставі чого вік верств з рослинними рештками вважається ретським.

Юрська система

Відклади юрської системи на Донецькому кряжі відслонені лише в західній його частині, в зоні, перехідній до Дніпровсько-Донецької западини. Недавно Н. М. Баранова відзначила наявність середньо- і верхньоюрських відкладів у грабенах на південній окраїні Донецького кряжа, у верхів'ї рік Єланчиків.

Межі юрських відкладів у західній частині Донецького кряжа встановлюються досить певно. В основі їх завжди залягають верстви тріасової системи, від яких юрські відклади відрізняються літологічним складом та рештками рослин. У покрівлі юрських відкладів, здебільшого, лежить з різкою незгідністю крейда. Загальна потужність верств юрської системи досягає 350 *м.* В її складі на Донецькому кряжі відомі всі три відділи: нижній, середній і верхній.

На початку юрського періоду в межах північно-західної частини Донецького кряжа, як і в прилеглих районах Дніпровсько-Донецької западини, були континентальні умови, успадковані від пізньотріасової епохи. В цей час нагромаджувалися верстви вуглистих глин і кварцових пісковиків. Під кінець ранньоюрської епохи вся область Дніпровсько-Донецької субгеосинкліналі вступила в тривалий етап незначних занурень. З опусканнями пов'язувались трансгресія моря і

встановлення тривалого морського режиму. Морські умови на Донецькому кряжі існували протягом останніх віків ранньо- і середньоюрської епох аж до початку пізньої юри. Наприкінці середньої юри в західній частині починається загальне підняття. Континентальні умови встановилися на значній частині Дніпровсько-Донецької западини і Донецького кряжа. Перед початком піднять в ряді районів північного заходу Донецького кряжа йшло утворення туфогенних відкладів. За континентальних умов кінця середньої та початку пізньої юри в західній частині Донецького кряжа відкладалась серія пісковиково-глинистих верств з численними рештками різноманітних рослин.

Новий етап опускань в північно-західній частині Донецького кряжа починається наприкінці раннього келовею, і море знову затоплює обширні простори південного заходу Європейської території СРСР. Завершуюча фаза геологічної історії юрського періоду настає наприкінці кімериджського віку. На Донецькому кряжі море регресує і вже протягом титону цілком звільняє його. В межах кряжа відновлюються континентальні умови, що зберігаються тут протягом пізньоюрської і ранньокрейдової епох. Змінність умов відкладання осадків протягом юрського періоду зумовила значну змінність відкладів юрської системи, деякі риси якої ще недосить висвітлені.

Вивчення юрських відкладів Донецького кряжа має понадстолітню історію. Вперше про них згадує Є. П. Ковалевський, що в 1829 р. описав в районі Ізюма «новіший, або черепашковий вапняк» з «формації» оолітів. Пізніше юрські відклади на Донецькому кряжі описували Г. Бльоде, Р. Мурчісон, Е. І. Ейхвальд. Новий крок у дослідженні юрських відкладів у Донбасі і прилеглих районах становлять роботи Н. Д. Борисяка. Він висвітлив поширення юрських відкладів на північний захід від Донецького кряжа, зокрема в районі Перещепиного. Далі особливості юрських відкладів висвітлювали І. Ф. Леваковський, Г. А. Траутшольд, В. О. Домгер. О. В. Гуров виділив серед юрських відкладів два яруси — *нижній*, пісковиковий, і *верхній* — вапняковий. Дальші дослідження наверствувань провадили С. М. Нікітін, О. П. Павлов, Ф. М. Чернишов, Л. І. Лутугін, М. М. Яковлев, В. О. Налівкін. Завершені відомості про юрські відклади Донецького кряжа в працях О. О. Борисяка, опублікованих з 1903 по 1917 рік. Схема стратиграфічного поділу юрських відкладів Донецького кряжа, опрацьована О. О. Борисяком, зберігає свою цінність і в наш час. Вивчення юрських відкладів у Донбасі особливого розмаху набуває після Великої Жовтневої соціалістичної революції. А. Д. Архангельський, М. С. Шатський, М. А. Преображенський і Б. П. Некрасов у 1923—1924 рр. уточнили стратиграфію юри Донецького кряжа, виділили в межах цієї системи дві континентальні і дві морські світи. Над питаннями стратиграфічного поділу юрських відкладів пізніше працювали Л. Лунгерсгаузен, Н. Є. Смердов, М. П. Балуховський, В. П. Макридін, Б. П. Стерлін, І. Т. Сазонов, Л. Г. Дайн і колектив у складі І. М. Ямниченка, О. К. Каптаренко-Черноусової, Т. О. Ткаченко, Ф. А. Станіславського. Стратиграфічний поділ і опис юрських відкладів Донецького кряжа у подальшому дано за схемою останнього колективу авторів (табл. 27).

Нижня юра. *Нижній і середній лейас.* Нижньо- і середньолейасові відклади в західній частині Донецького кряжа залягають на верствах тріасу з помітною незгідністю. Однак різниці в літологічному складі верхньотріасових і нижньоюрських відкладів не виявлено. Верхня межа нижньо- і середньолейасових відкладів завжди яскрава. Вона простежується по поверхні трансгресивного залягання верств тоарського ярусу з рештками морських організмів.

Потужність нижньо- і середньолейасових відкладів вимірюється кількома десятками метрів. На антиклінальних підняттях північно-

Таблиця 27

Схема стратиграфічного поділу юрських відкладів північно-західних окраїн Донецького кряжа

Відділ	Ярус	Під'ярус	Індекс	Порода	Органічні рештки
Верхній	Кімериджський	Верхній	$J_3^{km_2}$	Глини і алевроліти червоні, жовті і сірі, нерінейові вапняки	Nerinea contorta Buv., N. ursicinensis (visurgis) Lor., Nerinella ursicinensis var. minima (Gur.), Spirillina kübleri Mjatl., Turrispirillina amoena Dain
		Нижній	$J_3^{km_1}$		
	Оксфордський	Верхній	$J_3^{oxf_3}$	Вапняки світлі, оолітові, коралові, органогенно-уламкові, піскуваті	Perisphinctes aff. achilles d'Orb., Thamnastraea concinna Goldf.
		Середній	$J_3^{oxf_2}$		Perisphinctes plicatilis Sow., Peltoceras cf. transversarium Quenst. Cardioceras Zietteni Bouill., Aspidoceras nikitini Boriss.
		Нижній	$J_3^{oxf_1}$		Cardioceras cordatum Sow., C. excavatum Sow., C. tenuicostatum Boriss.
	Келовейський	Верхній	$J_3^{cl_3}$	Пісковики й піски жовтуватосірі, різнозернисті і дрібнозернисті з проверстками бурого залізняку, глин та мергелів. У нижній частині глини й пісковики з рослинними рештками	Quenstedticeras lamberti Sow., Q. mariae d'Orb., Q. nalivkini Boriss. Peltoceras arduennensis var. mairei Prieser, Cosmoceras ornatum Schloth.
		Середній	$J_3^{cl_2}$		Erymnoceras coronatum Brug. Cosmoceras jason Rein., C. duncani Sow., Kepplerites calloviensis Sow.
		Нижній	$J_3^{cl_1}$		Cladophlebis denticulata (Brongn.) Coniopteris hymenophylloides Brongn., Nilssonia orientalis Heer, Taeniopteris vittata Brongn., Ginkgo digitata (Brongn.), Ginkgodium nathorstii Jok.
Середній	Батський	Верхній	$J_2^{bt_2}$	Пісковики і глини з рослинними рештками, подекуди пісковики туфогенні	
		Нижній	$J_2^{bt_1}$	Глини сірі й синьосірі з стяжіннями сидериту	Pseudocosmoceras masarovici Mourach. Pseudocosmoceras michalskii (Boriss.), Ammodiscus baticus Dain
	Байоський	Верхній	$J_2^{bs_2}$	Глини сірі й синьосірі з стяжіннями сидериту. В нижній частині пісковики з проверстками глин і сидериту	Parkinsonia doneziana Boriss., Lamarckella costifora (Terq.) Garantia garani d'Orb., Lamarckella media Kapt., Garantella rudia Kapt.
		Нижній	$J_2^{bs_1}$		

Відділ	Ярус	Під'ярус	Індекс	Порода	Органічні рештки
Середній	Байоський				Strenoceras niortense d'Orb., Stephanoceras humophriesianum Sow., Witchellia rossica Boriss. — Lamarckella media Kapt., L. perlucens Kapt.
	Ааленський	Верхній	$J_2^{aal_2}$	Піски світлі кварцові	Континентальні відклади
		Нижній	$J_2^{aal_1}$	Глини сірі з проверстками залізистих пісковиків	Leioceras opalinum Rein., Cristellaria minuta Born., Cr. subalata Reuss, Praelamarckina humilis Kapt.
Нижній	Тоарський	Верхній	$J_1^{tr_3}$	Глини і алевроліти сірі з проверстками залізистих пісковиків	Hammatoceras insigne Schübl. H. semilunatus Jan. Proteonina difflugiformis (Brady), P. ampullacea (Brady), Ammodiscus varians Kapt. Trochammina squamatiformis Kapt.
		Середній	$J_1^{tr_2}$		Pseudogrammoceras fallaciosum Bayle, Trigonia (Lyriodon) simile Agass. Hildoceras bifrons Brongn., Trigonia (Clavotrigonia) spinulosa V. et B.
		Нижній	$J_1^{tr_1}$		Dactilioceras sp., (Coelloceras sp. n. A. A. Борисяк), Estheria sp., Possidonomya sp. Hildoceras serpentinum Schloth., Trigonia (Clavotrigonia sp.
	Домерський Гетангський Ретський		J_1	Пісковики крупнозернисті, галечники. Глини сірі й алевроліти з рослинними рештками	Верстви з Coniopteris. Верстви з Anomozamites і Pterophyllum. Верстви з Lepidopteris
	Тріасова континентальна товща				

західної частини Донецького кряжа нижньоюрські відклади мають меншу товщину.

Відслонені верстви нижнього і середнього лейасу в багатьох місцях по рр. Сухій Кам'янці, Великій Кам'янці, бб. Протопопівській, Гороховій, р. Верхній Біленькій, по рр. Маячці, Казенному Торцю та ін.

В стратиграфічному розподілі юрських відкладів за наведеною вище схемою, схемами Л. Лунгерсгаузена (1940, 1941), В. П. Макридіна (1951) і Б. П. Стерліна (1955) є деякі розбіжності і зводяться вони до такого:

1. Межа поміж тріасом і юрою проводиться по-різному: у вищенаведеній схемі протопівська світа прийнята як ретська, а за схемами Л. Лунгерсгаузена, В. П. Макридіна, Б. П. Стерліна і К. І. Соколової — як доретська.

2. Щодо межі бату і келовею так само немає сталого погляду; в наведеній схемі туфогенні пісковики та вкриваючі їх глини віднесені до бату, і лише найвищі верстви континентальних глин — до нижнього келовею. В. П. Макридін вважає всю континентальну товщу батською, тоді як Б. П. Стерлін більшу її частину, вищу від туфогенних пісковиків, залічує до келовею.

3. В. П. Макридін і Б. П. Стерлін виділяють лузитанський ярус, який за наведеною нами схемою є складовою частиною оксфорду.

Літологічний склад нижньо- і середньолейасових відкладів у північно-західній частині Донецького кряжа дуже різноманітний. Серед них виявлені верстви галечників і конгломератів, тонко- і грубозернистих пісків та пісковиків, різних глин, часто з рослинними рештками, пропластками бурого вугілля, включеннями і проверстками сидеритів. Серед наверствовань нижньо-середньолейасових відкладів часто зустрічаються верстви, що за складом нагадують лес.

Скам'янілості у нижньо-середньолейасових відкладах представлені численними рештками рослин і, іноді, уніоподібних молюсків. Рештки рослин району сс. Райського, Кам'янки, Гаражівки та ін. вивчали Н. В. Григор'єв, В. Д. Принада, Ф. А. Станіславський, А. І. Турутанова-Кетова. За визначеннями В. Д. Принади, на які посилається Л. Лунгерсгаузен, серед органічних решток виявлені: Dictyophillum cf. Nathorstii Zeill., D. angustipinnatum Pryn., Thaumatopteris sp., Osmundopsis plectophora Harr., Equisetites sp., Ptilozamites cf. Blasii Brauns, Anomozamites minor (Brongn.), Taeniopteris tenuinervis Brauns, Pterophyllum cf. aequale (Brongn.) Nath., Sagenopteridium Nathorstii Pryn., Baiera Münsteriana (Presl.), Feildenia longifolia Pryn., Podozamites angustifolius (Eichw.) Heer, P. acutifolius Pryn., Pithyophyllum angustifolium Nath. та ряд інших форм. За висновками В. Д. Принади, ця рослинність за своїм складом різко відрізняється від верхньотріасової відсутністю форм, подібних до верхньопалеозойських кордаїтів та птеридоспермів, і з'явленням представників цикадофітів та гінкгових. За віком ця рослинність властива межі тріасу і юри і, почасти, нижній юрі. К. І. Соколова пише про наявність рослинних решток в нижньоюрських відкладах с. Гаражівки, які за визначенням А. І. Турутанової-Кетової мають нижньолейасовий вік. На цій підставі Соколова вважає можливим виділяти давніші, рет-лейасові, верстви з флорою в районі б. Протопопівської — біля сс. Кам'янки, Райського, і молодші, нижньолейасові, верстви в районі сс. Гаражівки і Успенського.

За даними Ф. А. Станіславського, континентальні відклади з рештками рослин нагромаджувалися протягом рету, нижнього та середнього лейасу. Вони складені верствами пісків, пісковиків, глин та алевролітів. Внизу залягають відклади Lepidopteris, вище — з Anomozamites, а вверху — верстви з папоротями Dicksoniaceae (Coniopteris). Їх описують під назвою *новорайської* світи.

Верхній лейас. Тоарський ярус. Верхні горизонти нижньоюрських відкладів на західних схилах Донецького басейну відслонюються повсюдно, там, де й більш давні горизонти юрських відкладів. Часом з наявністю їх пов'язані велетенські зсуви. Нижня межа відкладів тоарського ярусу завжди яскрава: вони трансгресивно налягають на підстелюючі верстви і містять рештки викопних морських організмів. У верхній частині відкладів тоарського ярусу залягає пачка сірих сланцюватих глин з рештками дрібних пелеципод і гастропод, які вперше вивчив І. М. Ямниченко. В покрівлі їх лежить черепашковий вапняк, що належить уже до середньої юри. За даними Ямниченка, у ниж-

ньюорських морських відкладах виділяються внизу верстви, представлені сірою сланцюватою глиною з рештками лінгул, естерій. Крім останніх, тут знайдено також рештки гаматоцерасів (Б. П. Стерлін).

Над цими відкладами залягають попелясто-сірі глини з черепашками форамініфер. За даними О. К. Каптаренко-Черноусової, серед них переважають: Ammodiscus varians К a p t. і Trochammina squamatiformis К a p t.; крім того, тут трапляються: Proteonina difflugiformis (B r a d y), P. ampullacea (B r a d y), P. micra К a p t., Saccorhisa ramosa (B r a d y), Reophax dentaliniformis B r a d y, R. helvetica H a e u s l e r, Ammodiscus infimus S t r i c k l a n d, A. incertus (d'O r b.), Glomospira gordialis (P a r k. et J o n.), Ammobaculites fontinensis (T e r q.), A. agglutinans (d'O r b.), A. pictonicus (B a r t h.), Spiroplectammina biformis (P a r k. et J o n.), Textularia haeusleri К a p t., Trochammina squamata (P a r k. et J o n.).

Середня юра. Відклади середньої юри на західних схилах Донецького кряжа мають різноманітний склад. Вони залягають на верхньому лейасі згідно, без помітної перерви. В основі догеру лежить верства шамозитово-вапнистого пісковика і сірих глин, що поширені на великих просторах західного Донбасу і прилеглих районів Дніпровсько-Донецької западини. Верхня межа середньої юри невиразна. Вона проходить у товщі пісків і глин з рослинними рештками, верхня частина яких належить до верхньої юри (нижній келовей). В середині догеру стратиграфічні межі визначаються за зміною літологічного складу і, головне, органічними рештками.

Ааленський ярус. Нижня частина середньоюрських відкладів, належна до ааленського ярусу, відзначається наявністю решток Leioceras opalinum R e i n. Межа байоського і батського ярусів літологічно невиразна. Вона проводиться за переважанням решток Parkinsonia doneziana B o r i s s. у верхній частині байоського ярусу і Pseudocosmoceras michalskii B o r i s s. в низу батського. Завершується батський ярус, а з ним і середня юра, верствами піщано-глинистих порід з численними рослинними рештками.

Нижня частина ааленського ярусу виявлена двадцятиметровою товщею глини, серед якої зустрічаються проверстки жовтих залізистих пісків і пісковиків. На антиклінальних підняттях часто залягають світлосірі піски, що становлять верхню частину ярусу (бурханівська світа Л. Лунгерсгаузена). У нижньому горизонті цих відкладів зустрічаються численні черепашки Leioceras opalinum R e i n., а також черепашки Pseudomonotis doneziana B o r i s s. Для нижнього ярусу догеру Донецького кряжа в цілому характерні, крім перелічених: Pecten personatum Z i e t., Nucula hausmanni R o e m., Astarte aalensis B e n., Corbula obscura S o w., Leda subovalis G o l d f., Tornatella torulosa Q u e n s t., а також черепашки остракод і форамініфер: Cristellaria minuta B o r n., Cr. fisola T e r q., Cr. subalata R e u s s, Cr. orbignyi R e u s s, Vaginulina hechti B a r t. et B r a n d., V. flabelloides T e r q., Praelamarckina humilis К a p t. та ін.

Байоський ярус. Починається серія верств байоського віку з відкладів конгломерату у вигляді проверстка незначної товщини. Конгломерат складається з гальки кварцу, залізистого зеленуватосірого пісковика з рештками Witchellia rossica B o r i s s. і окатаними черепашками белемнітів. Вище залягають верстви сірих слюдистих пісковиків і алевролітів, піскуватих глин з проверстками щільного вапняку. Верхні горизонти байоського ярусу складають переважно верстви сірої глини з проверстками щільного вапняку, включеннями сидеритів і, подекуди, грубозернистих пісковиків. Скам'янілості у відкладах середньої частини донецького догеру зустрічаються часто.

За складом фауни у відкладах нижнього байосу виділено три зони: *нижню* — з Witchellia rossica B o r i s s., а також W. kamenka B o r i s s., W. isjumica B o r i s s., *середню* — з Stephanoceras humphriesianum S o w. та Pseudomonotis doneziana B o r i s s., і *верхню* — з Strenoceras niortense d'O r b., S. suburcatum Z i e t. Склад форамініфер у нижньому байосі дуже бідний. Характерна наявність дрібних черепашок з родів Lamarckella, Cristellaria. У верхньому байосі відмічаються дві фауністичні зони: *нижня* — з Garantia garanti d'O r b., і *верхня* — з Parkinsonia doneziana B o r i s s. В нижній зоні, крім того, зустрічаються Garantia bifurcata (Z i e t.), G. minima W e t z., G. cf. baculata (Z i e t.); з форамініфер найбільш характерні численні представники роду Garantella: G. rudia К a p t, G. marginata К a p t., Lamarckella media К a p t.

Батський ярус. Нижня частина батських відкладів літологічно не відрізняється від підстелюючих верств байоського ярусу. Нижні горизонти їх складають глини; вище в розрізі переважають верстви сірого, жовтого, зеленуватого піску і пісковика. В нижніх частинах ця товща зберігає ознаки відкладання в морських умовах, а вище в її складі з'являються численні рештки рослин. На західних схилах Донецького кряжа, між Слов'янським і Корульським куполами, на узбережжі Дінця в районі Кам'янки, по Сухій Кам'янці відслонюються верстви польовошпатово-кварцових пісковиків і алевролітів з роговою обманкою. На лівобережжі Дінця в районі сс. Підлужного і Вірьовкіної відомі верстви глин, пісків і пісковиків. Верхні горизонти байосько-батських відкладів відслонюються по рр. Береці і Бритаю.

Особливої уваги в складі верхніх горизонтів батського ярусу заслуговують верстви туфогенних кварцово-андезитових пісковиків і туфобрекчій, які недавно описали І. С. Усенко і І. М. Ямниченко (1952).

В нижньому баті виділяють дві фауністичні зони: *нижню* — з Pseudocosmoceras michalskii (B o r i s s.), і верхню — з P. masarovići M o u r a c h. Крім того, в обох зонах наявна Pseudomonotis doneziana B o r i s s. і в верхній — Nucula eudorae d'O r b. Склад форамініфер бідний; тут трапляються рідкі піщані черепашки: Ammodiscus baticus D a i n, Trochammina squamatiformis К a p t., Cristellaria mironovi D a i n, Cr. varians B o r n. var. volganica D a i n.

Верхній бат складений пісковиками, місцями туфогенними, і глинами.

Туфогенні пісковики і вкриваючі їх глини й алевроліти вміщують рослинні рештки. Широко відома кам'янська флора, пов'язана якраз з цими горизонтами. Її вивчали М. В. Григор'єв, Г. Томас, А. М. Криштофович, В. Д. Принада.

В останній час детальні збори і вивчення рослинних решток проведені Ф. А. Станіславським. За його даними, в складі цієї флори є такі рослини: Palaeohepatica Rostafinskii R a c i b., Neocalamites sp., Annulariopsis inopinata Z e i l l., Eqisetites Beanii (B u n b.), E. Hallei T h o m., Hymenophyllites kamenkensis P r y n., Coniopteris hymenophylloides B r o n g n., Eboracia lobifolia (P h i l l.), Osmundopsis Sturii (R a c i b.), Todites Williamsonii S e w., Cladophlebis denticulata (B r o n g n.) F o n t., C. haiburnensis (L. et H.), C. kamenkensis T h o m., C. crenata F o n t., C. Nalivkinii T h o m., Klukia exilis (P h i l l.), Gleichenites cycadina (S c h e n k) S e w., Marattiopsis Münsteri (G o e p p.) S c h i m p., Sphenopteris cf. Zarecznyi (R a c i b.) T h o m., Sph. modesta L e c k., Sagenopteris Phillipsii (B r o n g n.) P r e s l., Thinnfeldia rhomboidalis E t t., Taeniopteris vittata (B r o n g n.), T. densinervis F e i s t m., Williamsonia pecten (P h i l l.), W. gigas (L. et H.), Cycadeoidea sp., Otozamites obtusus (L. et H.), O. izjumensis T h o m., O. giganteus T h o m., Ctenis falcata L. et H., Nilssonia orientalis H e e r, N. Inouyei J o k., N. compta (P h i l l.), N. recurvata T h o m., N. denticulata T h o m., Pterophyllum Nathorstii S e w., Cycadolepis sp., Beania sp., Podozamites lanceolatus (L. et H.), Ginkgo digitata (B r o n g n.), Ginkgo Obrutschevii

S e w., Czekanowskia murrayana (L. et H.) S e w., Feildenia cf. ensiformis (H e e r), Elatides curvifolia (D u n k.) N a t h., E. Münsteri (S c h e n k), Elatocladus densifolia (T h o m.), E. cf. plana (F e i s t m.), Elatocladus sp., Pytiophyllum longifolium N a t h., Stenorhachis cf. dubia A n t e v s., Schizolepis Mölleri S e w., Carpolithes cinctus N a t h. Ця флора має типовий середньоюрський вигляд.

За висновками А. М. Криштофовича, вона становить перехідну ланку між флорами Європи і Азії.

Верхня юра. Пізня частина середньоюрської і рання частина верхньоюрської епох на Донецькому кряжі характеризуються встанов-



Рис. 84. Відслонення верхньоюрських відкладів. Басейн р. Маячки.

ленням континентальних умов. У цей час відкладаються бурі, темносірі, синюваті глини з проверстками і лінзами піску або пісковика.

З верствами темносірих глин пов'язані пропластки бурого вугілля і численні рештки рослинності. Вугленосні верстви належать до верхів бату і низів келовею. Вони становлять другу юрську континентальну товщу, яку тут розглядаємо в складі верхньої юри. Верстви з рослинними рештками завершують потужну 175-метрову піщано-глинисту товщу, відкладення якої почалося з байосу, продовжувалось у баті і завершилося в ранньому келовеї. З межі раннього і середнього келовею починає формуватися нова, вапнякова, фація юрських відкладів. Нагромадження її триває до кінця кімериджського віку, коли море міліє і на Донецькому кряжі знову встановлюються континентальні умови.

В середині верхньоюрської товщі стратиграфічні межі простежуються за палеонтологічними даними. В складі верхньоюрських відкладів Донецького кряжа виділяються яруси келовейський, оксфордський, кімериджський (рис. 84).

К е л о в е й с ь к и й я р у с. За літологічними ознаками в складі келовейського ярусу виділяються: нижня частина — піскувато-глинисті верстви з пропластками вугілля, вище — гравелисті піски, карбонатні глини, далі — піскуваті вапняки, мергелі з рештками викопних морських організмів.

Континентальна батсько-келовейська товща має потужність близько 35 *м*. У верствах глин з проверстками пісковика і пропластками бурого вугілля часто зустрічаються рослинні рештки, список яких наведено вище.

На континентальних верствах трансгресивно залягають відклади середнього келовею. Поверхня підстелюючих верств носить на собі яскраві сліди розмиву. Починаються ці відклади бурими грубозернистими пісками з проверстками гравію і залізистих пісковиків. Потужність верств досягає 8—10 *м*. Вгору вони збагачуються на карбонати, переходять у піскуватий вапняк, що лежить в основі вапнякової фації верхньоюрських відкладів.

В середньокеловейських відкладах виділені дві фауністичні зони: *нижня* — з Cosmoceras jason R e i n., і *верхня* — з Erymnoceras coronatum B r u g. Крім того, в нижній зоні наявні Cosmoceras duncani S o w., Kepplerites calloviensis S o w., Oxytoma inaequivalvis S o w., var. borealis B o r i s s., Pecten ex gr. fibrosus S o w. З форамініфер для середнього келовею більш характерні Cristellaria uralica M j a t l., Cr. pseudocrassa M j a t l., Epistomina mosquensis U h l i g.

У верхньокеловейських відкладах так само відмічені дві фауністичні зони: *нижня* (зона Peltoceras athleta) — з Cosmoceras ornatum S c h l o t h., Peltoceras (Peltoceratoides) arduennensis var. mairei P r i e s e r, і *верхня* — з Quenstedticeras lamberti S o w., а також Q. mariae d'O r b., Q. nalivkini B o r i s s., Peltoceras (Peltoceratoides) eugenii R a s p., а з форамініфер — Cristellaria simplex K ü b l. et Z w., Cr. uhligi W i s n. та ін.

О к с ф о р д с ь к и й я р у с. Літологічно межа між відкладами келовейського і оксфордського ярусів невиразна. Палеонтологічно вона проводиться по покрівлі зони з Quenstedticeras lamberti S o w. внизу і Perisphinctes achilles d' O r b. вгорі.

В складі відкладів оксфордського ярусу переважають верстви вапняку. Внизу вони виявлені піскуватими відмінами, вище вапняки більш однорідні. В середній частині їх спостерігаються проверстки оолітових глинистих вапняків і черепашкових агломератів з рештками брахіопод і голкошкірих. Місцями серед карбонатних відкладів переважають щільні кременисті вапняки, що чергуються з тонкими проверстками червоної глини.

Відслонені юрські вапнякові породи по Протопівській балці, в районі Ізюма, між Слов'янськом і Дружківкою і в ряді інших місць західних схилів Донецького кряжа.

На значній площі свого поширення юрські вапняки заховані під молодшими наверствуваннями.

Скам'янілості у відкладах оксфордського ярусу зустрічаються у великій кількості. За складом вони дещо різні в нижньому, піскуватому, і верхньому, глинистому, вапняках.

За складом викопних органічних решток оксфордський ярус поділяється на горизонти: нижній, середній і верхній.

Нижній оксфорд характеризується Cardioceras cordatum S o w., C. excavatum S o w., C. tenuicostatum B o r i s s., Quenstedticeras goliathum d'O r b.

В *середньому* оксфорді виділяються дві зони: *нижня* — з Cardioceras Zietteni B o u i l l., Aspidoceras nikitini B o r i s s., Euaspidoceras ex gr. perermatum S o w., Procerithium russiense (d'O r b.), і *верхня* — з Perisphinctes plicatilis S o w., Peltoceras (Epipeltoceras) cf. transversarium Q u e n s t., Perisphinctes biplex L o r. (non S o w., non d'O r b.), P. cf. berlieri L o r.

У верхньому оксфорді поряд з Perisphinctes achilles d'O r b. трапляються Thamnastraea concinna G o l d f., Dimorphostraea dubia F r o m., Paracidaris floridemma P h i l l., Terebratula licteni H e i m.

З форамініфер для нижнього оксфорду найбільш характерна Verneuilina doneziana D a i n.

В. П. Макридін та Б. П. Стерлін (1953) в межах оксфордських відкладів виділяють верстви *лузитанського* ярусу. Сюди належать глинисті і оолітові вапняки, мергелисті глини і пов'язані з ними рифові вапняки. В числі скам'янілостей, що характеризують цей ярус, перераховуються: Septalipora quadriplicata Z i e t., S. doneziana M a k r i d., Perisphinctes aff. achilles d'O r b., Paracidaris florigemma P h i l l., Protocythere kremenecensis L ü b. та ін.

Кімериджський ярус. Відклади кімериджського ярусу за літологічним складом подібні до підстелюючих його верств оксфордського ярусу. Сюди належать оолітові вапняки з проверстками глини, особливо значними в басейні Протопівської балки, та глини із штоками коралових вапняків.

Коралові вапняки і коралові побудови у верхньоюрських відкладах мають закономірне поширення. Вони будувались навколо антиклінальних, куполових піднять, зокрема в узбережній зоні навколо г. Кремінної, або Ізюмського купола, і куполів Слов'янського, Корульського, Комишеваського та Петрівського. Подібні спорудження були також в районі Костянтинівсько-Дружківського купола, який рифи обходили з заходу. Коралові рифи того часу будували переважно Cariophillia pumila Q u e n s t., Thamnastraea concinna G o l d f., Dimorphostraea dubia F r o m. та ін.

Завершується верхньоюрська вапнякова формація верствою білого вапняку кімериджського віку, яка має велике поширення. Верхню частину кімериджського ярусу складає потужна строкатоколірна товща верств пісків та глин, серед яких в районі Ізюма відомі верстви мергелів і мергелистих глин.

Органічні рештки у відкладах кімериджського ярусу зустрічаються часто, особливо в нижній товщі оолітових глинистих вапняків та у верхньому проверстку білого щільного вапняку. У нижніх оолітових вапняках О. О. Борисяк визначив: Belemnites aff. panderi d'O r b., Rhynchonella quadriplicata Z i e t., Bourguetia (Phasianella) striata D e s h., Phasianella elegans N., et A k., Alaria athulia d'O r b., Al. hispida P i e t t e., Ditremaria thurmanni d'O r b., Amberleya kobyi L o r., Turbo bicinctus d'O r b., Arca bourgueti L o r., A. nalivkini B o r i s s., Modiola tulipaea L a m., Lithodomus mixtus B o r i s s., Mytilus parvus R o e m., M. trapesa C o n t e j та ін.

Білий вапняк, що завершує вапнякову верхньоюрську формацію, дуже багатий на рештки нериней, що надає йому значення важливого опорного горизонту. В складі виявлених там скам'янілостей називають: Nerinea ursicinensis (visurgis) L o r., N. ursicinensis var. minima G u r., Pseudonerinea fischeriana d'O r b.

З форамініфер, за визначенням Л. Г. Дайн, для кімериджського ярусу характерні: Turrispirillina amoena D a i n і Endothyra izjumiana D a i n.

У вищих горизонтах верхньоюрських відкладів західної частини Донецького кряжа органічні рештки не виявлені.

Нижні верстви надвапнякової товщі строкатоколірних глин та пісків з проверстками мергелів представляють, очевидно, лагунно-озерні відклади, які завершують морський комплекс осадків.

Юрсько-крейдова континентальна (заводська) товща. До цих відкладів, за А. Д. Архангельським, належать верстви без фауністичних решток, які перекривають палеонтологічно охарактеризовані верхньокимериджські відклади і підстелюють верхньокрейдову товщу, що різко незгідно, трансгресивно, на них налягає. Відслонення верхньоюрських-нижньокрейдових континентальних відкладів зустрічаються лише в районі Ізюма. Потужність їх вимірюється кількома десятками метрів. До складу континентальних відкладів верхньої юри і нижньої крейди входять верстви світло забарвлених каолінистих пісків і пісковиків з численними включеннями глинистих котунів. Ці особливості простежуються поблизу тектонічних піднять, куполів, продукти руйнування яких були матеріалом для утворення пролювіально-делювіальних відкладів. Далі від підвищень давнього рельєфу верстви континентальних відкладів стають більш одноманітними і залягають спокійно. Викопні рештки мікрофлори з цих відкладів вивчали С. М. Наумова і В. С. Малявкіна (Литвин та Корольова, 1955).

Кінець пізньоюрської епохи і початок крейдового періоду на Донецькому кряжі характеризуються значними тектонічними підняттями, в умовах яких встановився континентальний режим. З цими підняттями пов'язувались і деформації юрських відкладів, в яких утворилися широкі і положисті складки північно-західного простягання.

Крейдова система

Підняття в межах Донецького кряжа, які сталися в кінці юрського і на початку крейдового періодів, завершили формування його складчастої побудови. В кінці ранньокрейдової епохи вся область Дніпровсько-Донецької субгеосинклінали вступила в цикл тривалих опускань, в які був втягнутий і Донецький кряж. Дальша за цим велика трансгресія моря привела до відновлення морського режиму в таких масштабах, яких до того не було в геологічній історії цього краю. Донецький кряж тоді пережив тривалу епоху морської абразії, що завершила вирівнювання його тектонічного рельєфу. На ньому відклався покрив з морських відкладів, очевидно значно менш потужний, ніж на схилах кряжа і прилеглих до нього районів.

В подальшому ході геологічної історії покрив крейдових відкладів на Донецькому кряжі не зберігся, за винятком його окраїн.

Верхня межа крейдової системи виявлена повсюдно різко. Відклади її незгідно перекриті молодшими наверствуваннями. В багатьох районах крейдові відклади виступають безпосередньо на денну поверхню і беруть участь у будові рельєфу. В складі крейдової системи на Донецькому кряжі виявлені нижній і верхній відділи.

Нижня крейда. Наявність нижньокрейдових відкладів на окраїнах Донецького кряжа до останнього часу лишалась не доведеною. Піщано-глинисті відклади, які перекривають кімериджську та підстелюють верхньокрейдову товщу, не вміщають фауни; вік їх досі визначався як проблематичний верхньоюрський — нижньокрейдовий.

За ініціативою харківських геологів (С. М. Захарченко, 1950, І. І. Литвина і С. В. Корольової, 1955) ця товща була досліджена щодо вмісту в ній спор та пилку. Серед п'яти вивчених зразків С. М. Наумова виявила мікроскопічні рослинні рештки у верхніх двох, а три нижні дали негативні наслідки. У верхньому зразку темносірої з шматочками лігніту глини, за висновком С. М. Наумової, споровий комплекс складається з 33 видів; цей комплекс характерний для нижньокрейдових відкладів і відзначається розвитком спор підгрупи Camarozonotriletes N a u m. В другому зразку глини сірої з лігнітом Наумова виявила 30 видів спор та 45 видів пилку. Цей комплекс має верхньоюрський вік; він характеризується розвитком пилку хвойних типу Pinus та Platysaccus N a u m. з незначною кількістю Camarozonotriletes N a u m. (Захарченко, 1950).

В. С. Малявкіна дослідила п'ять зразків порід проблематичної товщі Старовірівського району. У зразках з верхньої її частини виявлено пилок, властивий верхній частині нижньокрейдових, точніше альбських, відкладів: Spirillina simplicissima cf. typica M a l., Spirillina alata M a l., Divisiella bibulba M a l., Bialina ovaliformis M a l. (рід. Pinaceae) і спори, належні до родів Pyramidella M a l. (як видно, Schizaeaceae), Pterina M a l. (як видно, Selaginellaceae). В нижній частині товщі Малявкіна виявила поодинокі екземпляри видів, властивих аптським відкладам (рід

Plicatella M a l., рід. Schizaeaceae) (І. І. Литвин і С. В. Корольова, 1955).

Такі висновки дозволяють більш певно твердити про поділ крейдових відкладів окраїн Донецького кряжа на два відділи — нижній і верхній.

Верхня крейда. Верхньокрейдові відклади на Донецькому кряжі значно поширені лише в його північно-західній частині та вздовж північних схилів. Особливо повно крейда відслонюється в Бахмутській улоговині.

Найбільша потужність відкладів крейдової системи — 560 *м* — виявлена в Куп'янському районі.

В північно-західній частині Донецького кряжа верстви верхньокрейдових відкладів помітно дисльоковані в районі розміщення купольних структур. Це можна спостерігати, зокрема, в районі Кремінної гори біля Ізюма, на Слов'янській антикліналі тощо. В Кальміус-Торецькій улоговині південно-західної частини Донецького кряжа верхньокрейдові відклади майже відсутні. Відслонення їх у вигляді неширокої смуги виявлені лише у верхів'ях р. Вовчої, на південь від залізничної колії ст. Доля—Красноармійське. Роль крейдових відкладів в будові сучасного рельєфу північно-західної частини Донецького кряжа значна. Особливо поширені верхньокрейдові відклади на північних схилах кряжа. Відслонення їх майже без перерви розвинуті вздовж правого берега Дінця від гирла Осколу до гирла Деркулу. Високі крейдяні гори в цьому районі розчленовують глибокі яри і ущелини. В їх крутих стінах досить повно простежуються стратиграфічні горизонти, на які поділяється верхній відділ крейдової системи.

На південних схилах Донецького кряжа верхньокрейдові відклади відслонені у вигляді неширокої смуги, що простягається від району Амвросіївки на Матвеєв Курган і далі на схід за межі Української РСР.

Наявність крейдових відкладів вперше була встановлена на г. Кремінній, біля Ізюма, в останній чверті XVIII ст. Фактичні дані про поширення крейдових відкладів на Донецькому кряжі зібрані в роботах Є. П. Ковалевського (1827, 1829), Олів'єрі (1836), Іваницького (1840), Г. Бльоде в 1841 р., Р. Мурчісона, в звітах експедиції А. М. Демидова, написаних Ф. Ле-Пле в 1842 р., Н. Д. Борисяка (1867), бр. Носових, Антипова, Жолтоножкіна і Васильєва (1872). Стратиграфічне розчленування верхньокрейдових відкладів дали І. Ф. Леваковський в 1872—1873 рр. і П. П. П'ятницький в 1890 р. У подальшому крейдові відклади Донецького кряжа вивчали Л. І. Лутугін (1893), О. О. Борисяк (1905), О. О. Борисяк і М. М. Яковлев (1916), В. В. Богачов (1910), О. М. Семихатов (1913), Г. Н. Каменський, В. Д. Голубятников (1931), Б. К.Ліхарєв (1928), Б. Ф. Мефферт (1923, 1926), М. С. Шатський (1924), Л. Є. Наливайко (1936) та ін.

Основи сучасного стратиграфічного поділу верхньокрейдових відкладів Донецького кряжа, за палеонтологічними даними, вперше опрацював І. В. Фавр (1904). Він виділив яруси: 1) сеноманський, 2) туронський, 3) сенонський. Стратиграфічне розчленування верхньокрейдових відкладів північної і північно-західної частин Донецького кряжа обгрунтував М. С. Шатський у 1924 р. В 1925 р. було встановлено стратиграфічний поділ верхньокрейдових відкладів південних схилів кряжа, обгрунтований Б. Ф. Меффертом (див. «Изв. Геол. ком.» за 1925 р., сс. 104—105).

Опис крейдових відкладів у Донбасі даємо далі за схемою стратиграфічного поділу, розробленою колективом співробітників Інституту геологічних наук АН УРСР—О. К. Каптаренко-Черноусовою. О. С. Липник і М. П. Балуховським, уточненою на мезозойській нараді в 1954 р. і прийнятою як районна для Російської платформи (табл. 28).

Таблиця 28

Схема стратиграфічного поділу верхньокрейдових відкладів Донецького кряжа

Відділ	Ярус			Порода	Керівні скам'янілості		
Верхній	Сенон	Верхній	Маастрихт Cr_2^{mst}	Мергель крейдоподібний або глауконітовий, піскуватий; вапняковисті пісковики й піски	Belemnitella lanceolata S c h l o t h.. Ostrea vesicularis L a m	Верхній	Spiroplectammina suturalis K a l i n., Pseudouvigerina plummerae C u s h m., Bolivina decurrens E h r., Reussella minuta (M a r s s.), Bolivinoides senonicus D a i n. Eponides obtusus B u r r. et H o l l., Anomalina ekblomi B r o t z.
						Нижній	Heterostomella foveolata M s s., Bolivinoides draco (M s s.), Bolivina incrassata R s s., Stensioina stellaria (V a s s.), Eponides frankei B r o t z.
			Кампан Cr_2^{cmp}	Крейда біла; крейдоподібні мергелі з включеннями чорного кременю	Belemnitella mucronata S c h l o t h., Inoceramus balticus B ö h m.		Lituola aequisgranensis B e i s s., Heterostomella praefoveolata M j a t l., Plectina convergens K e l l., Bolivinoides decoratus (J o n e s), Anomalina monterelensis P. M a r i e
		Нижній	Сантон Cr_2^{snt}	Мергель крейдоподібний вгорі, донизу зеленуватосірий з фосфоритами	Belemnitella praecursor S t o l l., Actinocamax granulatus B l a i n v.	Верхній	Bulimina brevis d'O r b. Anomalina stelligera P. M a r i e
						Нижній	Spiroplectammina rosula (E h r.), Heterostomella cuneata S a n d., Anomalina infrasantonica B a l a k h m.
			Коньяк Cr_2^{cn}	Крейда та крейдоподібний мергель	Inoceramus involutus S o w., Micraster sp. Ostrea sp.		Bolivinita eleyi C u s h m., Stensioina praeexculpta K e l l., Anomalina thalmanni B r o t z.
	Турон Cr_2^{tur}			Крейда біла, внизу піскувата, крейдоподібні мергелі з стяжіннями кременю	Inoceramus lamarcki P a r k.		Spiroplectammina praelonga (R e u s s), Gaudryina carinata F r a n k e, Bifarina regularis K e l l., Anomalina berthelini K e l l., A. kelleri M j a t l.
	Сеноман Cr_2^{cm}			Піски кварцово-глауконітові з фосфоритами і проверстки пісковиків	Pecten asper L a m., Exogyra haliotidae S o w., Schloenbachia varians S o w.		Marginulina jonesi R e u s s., Gümbelitria cenomana (K e l l.), Anomalina cenomanica B r o t z., Cibicides jarzevae V a s s.

Отже, в межах верхньокрейдових відкладів Донецького кряжа виділяються яруси: сеноманський, туронський, коньякський, сантонський, кампанський, маастрихтський і, можливо, датський. Кожний з них характеризується своїми певними особливостями. Стратиграфічні межі їх визначаються за палеонтологічними даними.

С е н о м а н с ь к и й я р у с. Відклади сеноманського ярусу відслонюються на західних і південних окраїнах Донбасу. Найповніше вони виявлені на узбережжі р. Дінця, по Сухому Торцю, р. Біленькій (рис. 85), в пониззі р. Осколу. На південних окраїнах Донецького кряжа відклади сеноману відслонюються в Амвросіївському районі та у верхів'ї р. Тузлова.



Рис. 85. Форми звітрювання крейди. Долина р. Біленької, с. Білокузьминівка. Південно-західний Донбас.

В Ізюмському районі в основі сеноманського ярусу залягає товща кварцових пісковиків, які вище переходять у глауконітові піски. На західному схилі Ізюмського купола (г. Кремінна) в товщі сеноманських пісків виявлені проверстки глауконітового мергелю та фосфоритів. Нижче по течії Північного Дінця над товщею пісків лежить верства кременистого щільного пісковика. Глауконітові піски з фосфоритами залягають також у Слов'янському районі на г. Мазановій. У пониззі Осколу в основі сеноманського ярусу лежать слюдисті піски і, вище, верстви глауконітового мергелю з фосфоритами, що без помітної перерви переходять у мергелі туронського ярусу.

У південному Донбасі сеноманські відклади залягають трансгресивно на кам'яновугільному цоколі. Вони представлені 4,5—5-метровою товщею білого крихкого пісковика, на якому лежить білий крейдоподібний мергель з кремінними стяжіннями. В Амвросіївському районі в основі сеноману відомий зелений глауконітовий пісок, вище — міцний карбонатний глауконітовий пісковик з включеннями фосфоритів. На поверхні глауконітових піскуватих верств залягає негруба верства конгломерату, яким починається товща туронських мергелів.

У глауконітових пісковиках зустрічаються викопні рештки: Neithea quinquecostata S o w., Pecten (Aequipecten) asper L a m., Spondylus striatus S o w., Cucullaea cf. glabra P a r k., Grammatodon carinatus S o w., Trigonia cf. crenulata L a m., Cyprina cf. quadrata d'O r b., Inoceramus pictus S o w., Exogyra haliotidea S o w., Ostrea sp., Nautilus sp., Terebratula biplicata S o w.

Скам'янілості у сеноманських відкладах північно-західної частини Донецького кряжа також численні і різноманітні. Списки їх вперше установив Л. І. Лутугін, а пізніш доповнив Б. Ф. Мефферт. Серед них перераховуються: Exogyra haliotidea S o w., Vola (Janira) quinquecostata S o w., V. notabilis M ü n s t., Pecten laminosus M a n t., P. asper L a m., Spondylus striatus G o l d f., Terebratula biplicata S o w., T. squamosa M a n t., T. kurskensis H o f f m., Rhynchonella latissima S o w., Rh. nutiformis S o w., Schloenbachia varians S o w., Nautilus cf. elegans d'O r b. З форамініфер найбільш характерні: Marginulina jonesi R e u s s, Gümbelitria cenomana K e l l., Anomalina cenomanica B r o t z., A. (?) globosa B r o t z., Cibicides jarzevae V a s s., а також ряд форм, виявлених в сеноманських відкладах на південних схилах Донецького кряжа. В числі викопних решток з сеноманських відкладів відомі корали, голки губок, зуби риб.

Т у р о н с ь к и й я р у с. Верстви туронського ярусу залягають без помітної перерви, але трансгресивно, на відкладах сеноману. Літологічний склад їх досить одноманітний. Стратиграфічні межі туронського ярусу виявлені неоднаково. В низу турону лежить проверсток конгломерату, який відзначає початок туронської трансгресії. Верхня межа туронських відкладів невиразна. Її проводять по лінії появи в мергелях черепашок Inoceramus involutus S o w.

Характерну особливість туронських відкладів становить їх одноманітний склад. Вони представлені потужною товщею білого, подібного до крейди, мергелю зі стяжіннями чорного кременю. Кремінь часто залягає проверстками і, іноді, набуває ознак стратиграфічного горизонту. На південному Донбасі в основі крейдоподібних мергелів туронського віку часом залягає верства білого кременистого вапняку з великою кількістю чорного кременю. Цей вапняк часом утворює скелі і карнизи по долині Кринки, в бб. Широкій, Ясенівці та ін.

З органічних решток у мергелях туронського ярусу переважають Inoceramus lamarcki P a r k., I. websteri W o o d s, I. cardiformis S o w., I. striatus M a n t., Spondylus spinosus S o w., Terebratula biplicata S o w., Micraster breviporus A g g, та з форамініфер: Spiroplectammina praelonga (R e u s s), Gaudryina carinata F r a n k e., Bifarina regularis K e l l., Anomalina berthelini K e l l., A. kelleri M j a t l.

К о н ь я к с ь к и й я р у с. Відклади туронського ярусу вгору без будь-якої зміни переходять у верстви коньякського ярусу, разом з яким вони складають потужну крейдяно-мергельну товщу. Лише у північному Донбасі, в районі с. Успенського на Дінці, М. С. Шатський визначає в основі коньякського ярусу проверсток карбонатного піску з фосфоритами та галькою порід кам'яновугільної системи. Вище залягає піскуватий мергель з кременем, і далі — білий крейдоподібний мергель. Органічні рештки у мергелях коньякського ярусу зустрічаються порівнюючи частіш, ніж у туронських. Серед них відомі: Ostrea boucheroni (C o q) W o o d s, O. incurva N i l s., Inoceramus involutus S o w., Micraster sp., Ananchytes ovata L a m., Parasmilia aff. centralis M a n t., Ventriculites sp. та численні черепашки форамініфер, з яких найбільш характерними є: Bolivinita eleyi C u s h m., Stensioina praeexculpta K e l l., Anomalina thalmanni B r o t z.

С а н т о н с ь к и й я р у с. На північно-західних і північних схилах Донецького кряжа в основі сантонських відкладів залягає верства мергелю, дуже насичена фосфоритами. Вище лежить потужна, близько 50 *м*, товща крейдоподібного сірого або зеленуватосірого мергелю, у верхній частині більш піскуватого. У зміні фацій простежується межа відкладів сантонського і кампанського ярусів. На південних схилах Донецького кряжа в низу сантонських крейдоподібних мергелів залягає

пачка верств — коло 5 *м* товщини — білого піскуватого мергелю і білого пісковика зі стяжіннями кременю та котунів мергелю.

Органічні рештки у відкладах сантонського ярусу Донецького кряжа зустрічаються рідко. На північно-західних і північних схилах для нього характерні: Belemnitella praecursor S t o l l e y, Actinocamax cf. granulatus B l a i n v., Belemnitella aff. mucronata S c h l o t h., Ostrea (Gryphaea) vesicularis L a m., черепашки устриць, спондилусів, голки морських їжаків та зуби риб. На південних схилах кряжа для цих відкладів характерні рештки амонітів Parapachydiscus isculensis R e d t. Martoniceras sp., Turrilites sp., Heteroceras sp., Baculites sp., Nautilus sp., а також Belemnitella praecursor S t o l l e y, Pholadomya decusata M a n t., Pecten cretosus D e f r., Ostrea (Pycnodonta) vesicularis L a m., черепашок брахіопод, губок, їжаків та форамініфер. Для нижнього сантону характерні Spiroplectammina rosula (E h r.), Heterostomella cuneata S a n d., Anomalina infrasantonica B a l a k h m.; для верхнього—Bulimina brevis d'O r b., Anomalina stelligera P. M a r i e.

К а м п а н с ь к и й я р у с. Відклади кампанського ярусу в північно-західній частині Донецького кряжа представляє одноманітна товща крейди, білих крейдоподібних мергелів, рідко піскуватих і зі значною кількістю включень чорного кременю. Цим відкладам зрідка підпорядковані проверстки мергелистого піску і карбонатного пісковика. Потужність крейди місцями перевищує 110 *м*, як це спостерігається на лівобережжі Дінця. На південних схилах Донецького кряжа в складі кампанського ярусу переважають верствуваті світлосірі і білі мергелі з численними включеннями дрібних жовен кременю. Ці мергелі широко використовуються для виробництва цементу.

Органічні рештки у відкладах кампанського ярусу відзначаються меншою різноманітністю форм, ніж у решток з підстелюючих верств. У цементних мергелях на південних схилах кряжа керівними для кампанського ярусу є: Scaphites constrictus S o w., Hamites sp., Belemnitella mucronata S c h l o t h., Inoceramus labiatus B ö h m., Echinocorys ovatus L e s k e, Terebratula carnea S o w., а з форамініфер: Lituola aequisgranensis B e i s s., Heterostomella praefoveolata M j a t l., Plectina convergens K e l l., Bolivinoides decoratus J o n e s, Anomalina monterelensis P. M a r i e.

Відкладами кампанського ярусу крейдова система на південних схилах Донецького кряжа завершується.

На північних і північно-західних схилах Донецького кряжа в нижніх горизонтах мергельної товщі максимуму поширення досягають Belemnitella mucronata S c h l o t h. Вище, у відкладах піскуватих мергелів, крім цього, зустрічаються черепашки Baculites sp., Ostrea (Exogyra) canaliculata S o w., O. semiplana S o w., Neithea quinquecostata (S o w.) W o o d s, Pholadomya esmarki N i l s., Ananchytes cf. ovata L a m., Terebratula aff. semiglobosa S o w.

За літологічними ознаками і за складом органічних решток крейдоподібні відклади кампанського ярусу поступово переходять у відклади маастрихту. Межа між ними проводиться по з'явленню черепашок Belemnitella lanceolata S c h l o t h., що в перехідних верствах зустрічається разом з Belemnitella mucronata S c h l o t h.

М а а с т р и х т с ь к и й я р у с. На північних і північно-західних схилах Донецького кряжа відклади маастрихтського ярусу завершують крейдову систему; лише в рідких випадках виявлені окремі острівці відкладів датського (?) ярусу. Поширені відклади маастрихту в задонецькій синклінальній зоні і відслонюються вздовж правого берега Дінця вниз від Лисичанська до гирла р. Мокрої Білої. До складу маастрихтського ярусу входять різні верстви. Внизу вони виявлені білими або зеленуватими глауконітовими крейдяними мергелями з рештками белемнітель, устриць, наутилусів та ін.; з форамініфер у нижній частині: Heterostomella foveolata M a r s s., Bolivinoides draco (M a r s s.), Bolivina incrassata R e u s s., Stensioina stellaria V a s s., Eponides frankei B r o t z.; у верхній—Spiroplectammina suturalis K a l i n., Pseudouvigerina plummerae C u s h m., Bolivina decurrens E h r., Reussella minuta (M a r s s.), Bolivinoides senonicus D a i n., Eponides obtusus B u r r. et H o l l., Anomalina ekblomi B r o t z.

Вздовж правого берега Дінця вниз від Лисичанська та на вододілі Донець—Лугань ланцеолятові верстви мають змінний літологічний склад. Крім крейдових мергелів, там виявлені верстви піскуватих мергелів, опокоподібних і карбонатних пісковиків, а також пісків. Піскуваті відклади дуже поширені на правобережжі Дінця, в районі сс. Нижнього, Кримського і Сокольників. У маастрихтських пісках біля Кримського знайдено рештки мозозавра Clidoster (?) lutugini J a k. Серед безхребетних тварин у піскуватих верствах цього району виявлені рештки Terebratula carnea S o w., Crania ignabergensis R e t z i u s, Rhynchonella donezensis F a s s., Pecten pulchellus N i l s., Exogyra lateralis S o w., Ostrea vesicularis L a m., O. ungulata S c h l o t h., Belemnitella lanceolata S c h l o t h. та ін.

Літологічний склад верств маастрихтського ярусу та характер викопної фауни свідчать про те, що у другу половину пізнього сенону крейдове море на Донецькому кряжі поступово міліє. У маастрихтському віці окремі його частини були вище рівня води. У безпосередній близькості до кряжа у маастрихтський час відкладалися мілководні піскуваті осадки; далі від нього, у Задонецьких синкліналях і Дніпровсько-Донецькій западині, нагромаджувались товщі мергелів.

Відклади, які можна було б умовно віднести до датського ярусу, поширені дуже мало. О. К. Каптаренко-Черноусова (1953) виділила їх у ряді відслонень в Кремінському районі Луганської області. В мергелистому слюдистому піску, віднесеному до датського ярусу, виявлено численні дрібні черепашки форамініфер, належних до Gümbelina globulosa (E h r.), у супроводі Reussella minuta (M a r s s.), Globigerinella aspera (E h r.), Globorotalia membranacea (E h r.), Anomalina acuta P l u m m., Eponides exigua (B r a d y) var. obtusa B u r r. et H o l l. і, рідше, Spiroplectammina sp., Bolivina plaita C a r s., Siphonodosaria jarvisi C u s h m. та ін.

Кінець крейдового періоду на Донецькому кряжі позначився висхідними коливальними рухами значної амплітуди, за яких виникли дислокації мезозойської товщі. Ці рухи, викликані ними зміни в структурі Донецького кряжа і створені нові умови відкладання осадків, відзначили настання нової, кайнозойської, ери в історії геологічного розвитку Донбасу.

КАЙНОЗОЙСЬКА ГРУПА

Третинна система

Поширення кайнозойських відкладів на Донецькому кряжі відзначається іншими закономірностями в порівнянні з поширенням мезозою. На Донецькому кряжі ці наверствування, зокрема відклади третинної системи, відсутні. Вони становлять облямовання лише далеких окраїн кряжа. Таке розміщення третинних відкладів навколо Донецького кряжа зумовлене тим, що на межі крейди і палеогену та на початку палеогену остаточно завершилось формування складчастої структури кряжа. У подальші геологічні епохи ця структура була предметом посиленого руйнування. В третинному періоді морська абразія завершила моделювання Донецького гірського спорудження і вироблення основних рис його сучасного вигляду. У першому, палеогеновому, етапі цього періоду море проникало в тектонічні пониження Донецького кряжа. Його від-

клади лягли покривом на палеозойсько-мезозойські структури, виповнили переважно синклінальні прогини. Відклади палеогенового часу збереглися в Бахмутській, Задонецькій, Кальміус-Торецькій і Південно-Донецькій синклінальних зонах.

Протягом всього неогену Донецький кряж являв собою горбасту сушу, яку лише з південного заходу і півдня обходило море. У сарматському віці берег моря розміщався безпосередньо біля південних схилів кряжа. В понтичному віці море далеко просунулось на південно-східні окраїни Донбасу, виповнювало обширні райони занурень, відновлених вздовж давніх тектонічних зон.

Грунтовний опис палеогенових відкладів районів, прилеглих до окраїн Донецького кряжа, дано у розділі про геологічну будову Дніпровсько-Донецької западини. Так само й неогенові відклади, прилеглі до південно-західного і південного районів Донецького кряжа, розглянуті в описі геологічної будови Причорноморської западини. Зважаючи на це далі дано лише загальні характеристики нижньо- і верхньотретинних відкладів.

Палеоген

Нижньотретинні відклади на Донецькому кряжі поширені вздовж узбережжя Дінця на північних схилах кряжа, в Бахмутській і Кальміус-Торецькій улоговинах, у Макіївській мульді, між верхів'ями Кальміусу і Кринки та ін.

Відомості про палеогенові відклади районів, безпосередньо прилеглих до Донецького кряжа, зібрані в працях Н. Д. Борисяка (1867), М. О. Соколова (1889, 1894, 1904), В. О. Домгера (1881, 1902), О. В. Гурова (1883), О. О. Борисяка (1905), Л. І. Лутугіна (1893, 1895), Б. К. Ліхарєва (1916, 1918, 1928), О. О. Гапєєва (1927), Б. Ф. Мефферта (1924, 1931), М. С. Шатського (1924, 1931), В. С. Слодкевича (1928), К. С. Усенка (1955), Є. М. Матвієнко (1937), М. М. Клюшникова (1954), Т. Ф. Євсєєва (1955), О. К. Каптаренко-Черноусової (1946, 1951, 1955) та ін.

Палеоген на Донецькому кряжі і в безпосередньо прилеглих до нього районах представлений відкладами сумської світи, бучацького, київського та харківського ярусів (світ) і полтавської серії.

Сумська світа. Відклади сумської світи мають острівне поширення на півночі Дніпровсько-Донецької западини та на північно-західних окраїнах Донбасу. Вони виявлені низкою свердловин геологорозшукової контори тресту «Укрсхіднафторозвідка» в Харківській області, в околицях с. Гуринівки Золочівського району, м. Змієва, сс. Козачків, Пасіки, Безпалівки, Костянтинівки, Аксютівки Зміївського району (Каптаренко-Черноусова, 1953). Далі на схід відклади нижнього палеоцену з аналогічним складом форамініфер зафіксовані на північно-східній окраїні Донбасу (В. П. Василенко та К. М. Негодаєв-Ніконов, 1954).

Ці відклади представлені на північно-західних окраїнах Донецького кряжа сірою карбонатною піщаною глиною (Гуринівка), а в напрямку на схід переходять в алеврит темносірий, пісковик сірий, карбонатний або у світлі, майже білі мергелі (Зміївський район). Диференціація на два горизонти, простежена за видовим складом форамініфер у Дніпровсько-Донецькій западині, тут зникає; комплекс форамініфер обох горизонтів об'єднується в одній товщі, а потужність її значно меншає. На північно-східній окраїні це детритусові піски.

Вкриті відклади сумської світи пісковиком темносірим або чорним, піском темнозеленим глинистим з фосфоритовими жовнами.

Бучацький ярус (світа). Ці відклади дуже поширені на лівобережжі Дінця, де вони перекривають поверхню верхньокрейдових відкладів. У задонецькому районі вони виявлені глауконітовими або чистими кварцовими пісками з фосфоритами, кременистими пісковиками, іноді конгломератоподібними. В пониззі Айдару, в районі с. Осинівки, в пісковиках зустрічаються рештки організмів, списки яких дали А. Д. Архангельський і Б. К. Ліхарєв (1928). Там, серед інших, зустрічаються: Ostrea plicata Sol., Cardita sp., Tellina pseudorostralis Desh., Corbula aff. gallica Lam., Panopaea cf. intermedia Sow., Turritella aff. elegans Desh., Voluta cf. denudata Sow.,

З бучацьких пісковиків, поширених по рр. Айдару та Глибокій, відомі також і рослинні рештки: Danaeites Pawlovi Krasn., Phyllocladus charkoviensis Krasn., Myrica acuminata Ung., Cocculus Keani Heer, Laurus primigenia Ung., L. lalages Ung., L. princeps Heer, Persea palaeomorpha Schimp. та ін., які описав А. М. Краснов.

В межах Айдарсько-Калитвенської синкліналі під бучацьким ярусом виявлені більш давні відклади, представлені верствами піскуватих порід, з рештками Turritella imbricatula Lam., T. leymerici Netsch. та ін., які належать, очевидно, до канівського ярусу.

На правобережжі Дінця відклади бучацького ярусу виявлені в басейні р. Сухого Торця. Відомі вони в пониззі р. Корульки, в басейнах рр. Черкаської, Гнилої Долини, Тернової, Маячки тощо. В гирлі р. Корульки відклади бучацького ярусу представлені верствами глауконітового піску сірувато- й жовтуватозеленого. В пісках зустрічаються проверстки і лінзи крихкого кременистого пісковика з включеннями фосфоритів.

За даними Є. М. Матвієнко (1937), а також визначеннями І. О. Коробкова, у бучацьких пісках з басейну р. Маячки (район с. Шебелинки) знаходять рештки: Nucula cf. parisiensis Desh., Axinea aff. subangulata Desh., A. pulvinata Lam., Pectunculus tenuis Desh., Meretrix analoga Desh., M. (Chionella) ovalina Desh., Cardita (Venericardia) elegans Lam., C. pulchra Desh., Corbis lamelosa Lam., Divaricella rigaulti Desh., Cardium porulosum Sol., Tellina rostralis Lam., T. canaliculata Edw., T. corbissoides Caill., Corbula (Bicorbula) gallica Desh., Ostrea plicata Sol., O. cubitus Desh., Natica labellata Lam., N. hantoniensis Pilk., N. perforata Desh., Mesalia solida Desh., Terebellum cf. involutum Lam., Marginella eburnea Lam., Turritella cf. mitis Desh., Dentalium grande та ін.

Київський ярус (світа). Відклади київського ярусу розвинуті на південно-західних, західних, північних і східних окраїнах Донецького кряжа. У поширенні їх виявлена певна закономірність. На північних окраїнах кряжа, в Задонецькій синклінальній зоні, вони представлені у фаціях, типових для Дніпровсько-Донецької западини. В основі київського ярусу тут залягають вапнисті піски з галькою кременю і включеннями фосфориту. В їх складі виявлені рештки крабів, зуби риб та черепашки Spondylus tenuispina Sandb., S. buchi Phill., Pseudamussium corneum Sow., Chlamys idoneus Wood. Вгору фосфоритові піски переходять у звичайний мергель київського типу. В басейні р. Глибокої останній стає опокоподібним. Органічні рештки в київському мергелі на північних окраїнах Донецького кряжа зустрічаються рідко. Вони виявлені окремими черепашками спондилусів; у мергелі багато черепашок викопних форамініфер. За видовим складом форамініфер у товщі київського та вкриваючого його харківського ярусу виділяється низка фауністичних зон, а саме: нижня частина мергельної товщі відповідає чотирьом зонам Дніпровсько-Донецької западини, але в ній не відбивається така чітка диференціація на зони; п'ята зона западини — верхній радіолярійовий проверсток — і шоста — з дрібними Bolivina — тут повторюються; вони були виділені Г. Д. Соболєвим (1952) під назвою радіолярійового горизонту та горизонту з переважанням булімінід. За аналоги мікропалеон-

тологічно німого наглинку западини, очевидно, можна прийняти такі три зони окраїн Донецького кряжа: сьому — зону примітивних піщаних форамініфер, восьму — верстви, збагачені на радіолярії, і дев'яту — верстви, збагачені на спікули губок. Останні три зони органічно зв'язані з давнішими цілком поступовою заміною комплексу вапняних форамініфер комплексом піщаних. У стратиграфічній схемі палеогенових відкладів південних областей СРСР верхня межа еоцену проводиться по зоні з дрібними Bolivina; аналоги трьох останніх зон належать до олігоцену, тобто до харківського ярусу. Таким чином, за розподілом форамініфер по розрізу північно-західних та північних окраїн Донбасу вік наглинку Дніпровсько-Донецької западини за аналогією може бути визначений як харківський. З наближенням до південно-західних схилів Воронезького кристалічного масиву склад відкладів київського ярусу змінюється. У верхів'ях Айдару, Деркулу і Калитви мергель заміщається верствами піскувато-глинистих порід, більш чи менш карбонатних (Ліхарєв, 1928).

На правобережжі Дінця у зміні фаціального складу відкладів київського ярусу спостерігається подібна картина, яку ще в 1905 р. відзначив О. О. Борисяк. За його спостереженням, відносно більш глибоководні фації київського мергелю дніпровсько-донецького типу з наближенням до Донецького кряжа стають усе мілководнішими. Спочатку цей мергель заміщається грубішим білим крейдоподібним, далі піскуватою мергелистою глиною і потім глауконітовим піском. Східна межа поширення київського мергелю, за даними М. М. Клюшникова (1954), проходить у напрямку від х. Пригожого на Привілля, західніше ст. Барвінкового до Вел. Комишувахи за р. Берекою по долині Мокрої Беречки на південь до с. Спасько-Михайлівського на р. Гнилуші і далі на захід по вододілу рр. Бик — Лозова — Самара — Вовча.

В районі м. Барвінкового в низу київського ярусу, на межі з бучаком, залягає проверсток галечника, а вище лежать верстви зеленої піскуватої глини. Сліди розмиву на межі київського і бучацького ярусів відомі у верхній течії Сухого Торця. Ближче до Донецького кряжа зелені глини, за даними Клюшникова, заміщають глауконітові глинисті піски, що з заходу облямовують кряж; вони налягають на розмиту поверхню палеозою і мезозою. В цій частині кряжа характерні розрізи палеогену відомі в районі Дружківки, в басейні Казенного Торця. В їх складі, знизу вгору, де палеоген залягає на розмитій поверхні палеозою, виявлені верстви базального галечника, далі глауконітовий, дуже глинистий і слюдистий, дрібнозернистий пісок, проверсток кременевої опоки, і вище — верства глауконітового, більш грубозернистого піску з проверстком крихкого пісковика. Верхні верстви тут Клюшников вважає відкладами харківського ярусу. Подібна товща глауконітових пісків, опокоподібних і трепелоподібних порід палеогенового віку залягає на верствах пермської системи в ярах на північний схід від м. Артемівська.

На підставі наявних даних про поширення відкладів київського ярусу можна вважати, що трансгресія моря в київському віці поширилась далеко в межі Донецького кряжа. Обширні затоки моря виповнювали області синкліналей, в межах яких відклади київського ярусу збереглися від розмиву.

Х а р к і в с ь к и й я р у с (с в і т а). На всій території окраїн Донецького кряжа верстви київського ярусу без помітної перерви переходять у більш мілководні відклади харківського. Верхня межа останнього визначається різкою літологічною зміною верств з переходом до відкладів полтавської серії.

В Задонецькій синклінальній зоні північних окраїн Донецького кряжа відклади харківського ярусу залягають повсюдно. Між долинами Осколу і Красної (Архангельський, Шатський та ін., 1924) поширені

глауконітові опокоподібні пісковики, переверствовані з кременистими глинами і глинистими пісками з проверстками пісковика. Нижній горизонт ярусу складає верства зеленої глини, яка розділяє відклади київського і харківського ярусів. З органічних решток у цих відкладах зустрічаються черепашки форамініфер, спікули губок та луска риб.

У Луганській синкліналі і прилеглих районах правобережжя Дінця по рр. Лугані, Білій, Ольховій, Луганчику харківський ярус складений верствами кременисто-глинистих і піскуватих глауконітових порід. У цих відкладах іноді зустрічаються численні скам'янілості (Д. І. Мушкетов, 1908; В. С. Слодкевич, 1928; Б. Ф. Мефферт, 1931): Chlamys cf. radkiewiczi S o k., Chl. aff. bellicostatus W o o d., Pseudamussium corneum S o w., Spondylus buchi P h i l l., Sp. cisalpinus B r o n g n., Sp. tenuispina S a n d b., Venericardia domgeri S o k., V. nodosocostata S o k., Crassatella sp., Astarte cf. dilatata P h i l l., Turritella ex gr. sulcifera D e s h., Clavatula semilaevis P h i l l., Dentalium decagonum K o e n e n і багато інших форм.

На південно-західних і південних схилах Донецького кряжа відклади харківського ярусу не мають витриманого складу. Здебільшого для них характерні верстви піскувато-глинистих порід; нижні горизонти їх більш глинисті, верхні — сипкі. Глини переважно тонкопіскуваті, глауконітові, часто трепелоподібні або опокоподібні. Найбільш поширені глини (М. М. Клюшников, 1954) в басейні Сухого Торця, а опокоподібні і трепелоподібні породи — в басейні Бахмутки, біля Дружківки по Казенному Торцю, на Корульській і Христищенській антикліналях. На південь від долини Сухого Торця відклади харківського ярусу представлені виключно глинистими, кварцово-глауконітовими пісками, іноді з проверстками піскуватої глини. Південніше їх верстви складені білими пісками, глинами і каоліновими пісковиками без органічних решток. На схід від Приазовського кристалічного масиву верстви харківського ярусу відслонюються окремими острівцями біля ст. Кутейникове по р. Міусу, у гирлі б. Кирсанової по Кринці, по р. Кріпкій до Кріпкої-Платової, по бб. Водяній, Салантиру, Турловці, рр. Малому і Великому Несвєтаю. Органічні рештки у відкладах харківського ярусу на всьому оглянутому великому просторі виявлені одноманітно. Це, переважно, спікули губок, рештки моховаток та погано збережені і рідкі відбитки молюсків.

У відкладах харківського ярусу нерівномірно поширені панцири діатомових водоростей. За даними А. П. Жузе, А. П. Прошкіної-Лавренко та В. С. Шешукової (1949), три досліджені ними горизонти такі. Нижній представлений глинами і збагачений на рештки Hyalodiscus Krysthovovichii, H. punctatus, Podosira sp., Stephanopyxis charkovianus, Aulacodiscus excavatus та ін. В середньому зустрічаються лише поодинокі форми або уламки діатомових. Верхній горизонт найбільш збагачений на діатомові; він характеризується таким складом їх: Coscinodiscus obscurus, C. marginatus, C. argus, C. gigas, Melosira camariensis, M. fausta та ін. Види роду Coscinodiscus становлять коло 70% усієї маси діатомових. Верхній горизонт ділиться на дві частини: для нижньої характерний масовий розвиток Melosira garantiensis, для верхньої — M. architecturalis.

Фаціальна різноманітність відкладів київського і харківського ярусів у Донбасі та недостатня вивченість викопних решток призвела до того, що в їх розмежуванні, як виявилося при вивченні форамініфер, допущено ряд неточностей. Так, опокоподібні пісковики с. Красного, Луганської області (кол. Церковного), з нумулітами та форамініферами київського ярусу описані як харківські. Після перевизначення віку мандриківських верств утруднюється розмежування цих ярусів і за даними макрофауни. Стратиграфічні межі київського та харківського ярусів потребують дальшого вивчення і уточнення.

Полтавська серія. Відклади полтавської серії утворюють своєрідне облямовання вздовж південних схилів Донецького кряжа і поширені в Кальміус-Торецькій та Бахмутській улоговинах. Повсюдно, де вони не відслонюються, полтавські відклади зберігають одноманітний літологічний склад.

Один з обширних районів відслонень полтавської серії лежить на південних схилах Донецького кряжа між долинами Кальміусу і Кринки, у верхів'ях Єланчиків. У цьому районі відклади полтавської серії пред-



Рис. 86. Піщано-глинисті відклади і вогнетривкі глини полтавської серії. Район Часова Яру.

ставлені кварцовими, білими, жовтими або смугастими пісками, перемитими або глинистими з лінзами та проверстками вогнетривких глин і вторинних каолінів (рис. 86). На відкладах полтавської товщі в цьому районі молодших наверствувань нема. Нема їх на відкладах полтавської серії і західніше виступу Приазовського кристалічного масиву, де розміщений другий великий район її відслонень. В цьому районі переважають верстви каолінистих пісків, часто строкатоколірних, без помітної верствуватості. Далі на захід, в басейні Мокрих Ялів, серед пісків полтавської серії зустрічаються лінзи і проверстки кварцитів. У них рідко зустрічаються рештки рослин, які визначив І. В. Палібін. Як свідчить О. О. Гапєєв (1927), у полтавських відкладах у верхів'ях р. Вовчої знайдено рештки кардид, панопей і пектенів. Ці дані, однак, сумнівні. На північно-західних окраїнах Донецького кряжа один з найцікавіших районів відслонень і поширення відкладів полтавської серії лежить в межах Бахмутської улоговини біля Часова Яру. У великих кар'єрах тут відклади полтавської товщі відкриті на всю свою товщину. На них лежить тонка, 1,5—2-метрова, верства лесових суглинків. Підошву полтавських відкладів тут становлять зеленуваті глауконітові піски харківського ярусу. На їх поверхні залягає проверсток з гальки кременю, кварцу, котунів зеленої глини і, вище, горизонтальносмугаста товща вогнетривких глин. Смугастість їх зумовлена забарвленням у різні — сірі, рожеві та інші — відтінки, від органічних сполук.

З завершенням відкладання полтавської серії Донецький кряж став областю переважної денудації, яка поступово створювала його сучасний вигляд.

Неоген

Верхньотретинні відклади поширені лише на окраїнах Донецького кряжа. На його північних та на північно-західних схилах неогену немає. На південний захід від Донецького кряжа неогенові відклади поширені далеко від його меж за вододілом Північний Донець—Самара—Вовча. Так само відсутні морські неогенові відклади на північно-західних схилах Приазовського кристалічного масиву.

Морські середньосарматські відклади підходять до південних схилів Донецького кряжа східніше від долини Кальміусу, до гирла Дінця й далі на схід. Ця область з середньоюрської епохи зазнавала переважних висхідних рухів, особливо значних у пізню юру, пізню крейду, в київському віці і середньому сарматі, коли в її межі трансгресувало море. Переважними районами поширення неогенових відкладів є Друга південна синклінальна зона Донецького кряжа.

Вивченість неогенових відкладів на південних схилах кряжа недостатня. В останні роки вони майже не привертали до себе увагу дослідників. Відомості про неоген цієї області зібрані в працях В. Д. Голубятникова (1921), М. О. Соколова (1899, 1904), Б. Ф. Мефферта (1931), А. М. Криштофовича (1914, 1931), В. В. Богачова (1901), Н. В. Піменової (1954) та ін. Серед неогенових відкладів районів, безпосередньо прилеглих до південних схилів Донецького кряжа, в межах Української РСР виявлені відклади лише сарматського, меотичного і понтичного ярусів. Верстви конкського горизонту відомі на південних схилах Донецького кряжа поза межами УРСР, в басейні р. Аксаю і в пониззі р. Тузлова, де їх описав В. В. Богачов (1901).

Сарматський ярус. Відклади сарматського ярусу поширені вздовж південних схилів Донецького кряжа на всьому протязі від долини Кальміусу на заході до пониззя Дону на сході. Вони залягають трансгресивно на відкладах палеогенових, крейдових, місцями кам'яновугільних, а вздовж південно-східних схилів виступу Приазовського кристалічного масиву — і на кристалічному фундаменті.

В складі сарматського ярусу на південних схилах Донецького кряжа виділяються всі три його горизонти: нижній, середній і верхній. Нижньосарматські відклади у верхів'ї Тузлова виявлені галечниками. Західніше і південніше поширені верстви пісків та глин. Ще західніше, в районі гирла Кринки, нижньосарматські відклади представлені переверствуванням пісків і темносірих глин, в яких де-не-де зустрічаються рештки Ervilia podolica Eichw., Mactra eichwaldi Lask., Syndesmya reflexa Eichw., Nassa duplicata Sow., Modiola marginata Eichw., Cardium plicatum Eichw. тощо.

Нижньосарматські відклади в басейні р. Кринки багаті на рештки викопних рослин, що їх вивчив А. М. Криштофович (1931) і встановив переважання в їх складі представників верхньоміоценової рослинності. Рослинність у більш високих горизонтах сармату виявлена також в районі Амвросіївки, де її описала Н. В. Піменова (1954). Характеристику їх дано в нарисі про геологічну будову Причорноморської западини.

Нижньосарматські відклади на південь від Донецького кряжа згідно перекриті потужною товщею верств вапняку середньо- і верхньосарматського віку.

Меотичний ярус. Палеонтологічно охарактеризовані меотичні відклади відомі лише на узбережжі Азовського моря — між м. Ждановом і Будьоннівкою. Ближче до південних окраїн Донецького кряжа всюди спостерігається розмита поверхня вапнякової товщі верхнього

сармату і налягання на неї черепашників понтичного ярусу. Меотичні відклади між цими двома ярусами відомі лише в басейні Сухої Кринки, де їх описав Б. Ф Мефферт (1931). Там залягає верства, товщиною 1,5 *м,* піску з проверстками кременистої глини.

П о н т и ч н и й я р у с. Відклади понтичного ярусу відслонюються на широкому просторі між північно-східним виступом Приазовського кристалічного масиву і пониззям Дону. Вони трансгресивно перекривають відклади сармату, палеогену, крейди і місцями накладаються на верстви кам'яновугільної системи. По долинах Тузлова, Міусу і Кринки



Рис. 87. Лесові породи на другій терасі р. Казенного Торця.

відклади понту дальш за все поширюються в південні райони Донецького кряжа.

Літологічно верстви понту на південних схилах кряжа представлені характерним для Причорноморської западини пористим черепашковим кристалізованим вапняком. З наближенням до підніжжя Донецького кряжа понтичний вапняк стає піскуватим і, далі, в узбережній зоні, заміщається верствами піску і, подекуди, галечниками. В районі Саур-Могила—Кринички понтичні відклади залягають на висоті понад 210 *м* над рівнем моря. Після відкладання понтичних вапняків в межах південної частини Донецького кряжа сталися значні підняття, які винесли неогенові верстви на висоту, якої вони не займають в жодному іншому районі Причорномор'я. Разом з тим у пліоцені завершується дуже тривалий час нагромадження морських осадків на Донецькому кряжі і в безпосередньо прилеглих до нього районах.

Четвертинна система

Донецький кряж належить до однієї з частин Української РСР, де четвертинні відклади поширені дуже мало. В його межах простежується різка залежність їх від рельєфу. Головний вододіл Донецького кряжа, вся територія Головного антикліналу, Південної, Північної антикліналей, північний район дрібної складчастості і куполів в області куполової тектоніки не мають відкладів четвертинної системи. В їх межах корінні дочетвертинні породи виступають на денну поверхню і несуть на собі незначну поволоку з власних продуктів звітрювання і утвореного на них

грунту. На значних ділянках Нагольного кряжа, Північної антикліналі, Дружківсько-Костянтинівської антикліналі на поверхні карбону навіть і грунту немає: на ньому лежить лише щебінка — продукти дезинтеграції верств карбону.

На всьому Донецькому кряжі відклади четвертинного віку поширені лише на відносно понижених частинах рельєфу. Генетично вони виявлені елювіально-делювіально-пролювіальними і алювіальними відкладами. Перші залягають на схилах, другі — на річкових терасах (рис. 87).

Елювіально-делювіальні відклади на Донецькому кряжі представлені переважно лесоподібними суглинками. Потужність їх змінна. На понижених бічних вододілах та біля підніжжя схилів вона незначна, а в пониженнях давнього рельєфу досягає 12—15 *м;* тоді в них з'являються проверстки похованого грунту. На північно-західних, західних і південно-західних окраїнах кряжа в міру наближення до Дніпровсько-Донецької і Причорноморської западин загальна потужність лесоподібних суглинків зростає. Загальний вигляд стає звичайним для лесових порід південних районів УРСР. Лише значна кількість дрібного уламкового матеріалу з місцевих корінних порід свідчить про місцеве їх походження — з перевідкладених продуктів звітрення порід кряжа.

Механічний склад лесоподібних порід з окраїн Донецького кряжа змінний, що відбито в таблиці:

Район	Частки в *мм*							Примітка
	1,0—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005 0,001	<0,001	<0,01	
Південний схил . . .	0,11	0,57	15,51	—	83,81	—	—	Басейн Міусу, глиб. 6,0 *м*
	0,23	0,94	5,94	—	92,89	—	—	Глиб. 17,80 *м*
	0,16	0,66	8,96	84,94	0,66	4,62	90,22	« 20,0—25,0 *м*
Сухі Яли	0,10	0,42	8,53	85,39	2,36	3,20	90,95	
Нагольний кряж . . .	2,19	16,08	9,07	41,19	12,0	19,47	72,66	Півд. схил
Дебальцеве	1,61	3,40	11,63	24,74	6,31	29,05	60,20	
Іловайськ	—	5,66	14,03	29,75	5,10	30,18	65,03	
Барвінкове	0,84	11,32	15,77	18,06	6,85	21,57	46,48	
Волноваха	—	4,38	14,80	31,08	6,98	30,44	68,50	
Красноармійське . . .	—	3,33	15,75	31,91	7,43	29,80	69,14	
Попасна	2,40	6,70	14,17	24,13	7,14	26,86	58,13	

Наведені дані свідчать про відсутність будь-якої закономірності в розподілі складових часток у лесоподібних суглинках, поширених по різних частинах Донецького кряжа. Ці суглинки тут в кожному районі мають свої риси, в залежності від місцевих умов: складу материнських порід, рельєфу, інтенсивності і способу відкладання.

Подібно до змінності гранулометричного складу лесоподібних суглинків змінний і хімічний їх склад:

Район	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	SO_3	В.п.п.	Сума
р. Тузлов . . .	55,46	0,95	13,12	4,89	1,04	0,07	8,10	2,24	1,65	—	—	12,66	100,08
	51,76	0,78	9,59	1,83	0,99	0,05	14,25	1,83	1,64	0,12	0,81	13,14	99,81
Вовча—Сухі Яли . . .	56,30	0,84	12,25	3,25	—	—	9,48	2,88	1,88	1,49	0,39	—	—
	55,83	0,84	12,59	6,48	—	—	8,35	2,80	1,11	1,09	0,34	—	—

Лесоподібні суглинки окраїн Донецького кряжа використовуються для виробництва будівельних матеріалів.

Відклади річок на Донецькому кряжі складають тераси, кількість яких нестала. Найбільш поширені у донецьких річок висока заплава і друга, або надзаплавна, тераса.

Донецький кряж у четвертинному періоді лежав за межами поширення льодовикових мас. Його горбасту височину обтікали і талі льодовикові води. Отже, умови для розвитку покривних четвертинних відкладів у цьому краї були несприятливі.

4. ТЕКТОНІКА І ВУЛКАНІЗМ

Донецький кряж становить складчасте спорудження, затиснуте між південно-східними схилами Українського кристалічного щита і південно-західними схилами Воронезького кристалічного масиву. На північному заході кряж поступово занурюється, структура його наче тоне в структурі Дніпровсько-Донецької западини. В південно-східному напрямку кряж теж різко занурюється в східній частині Соколиних і Гребінних гір, а можливо і зрізується скидом вздовж долини р. Гнилої і нижньої течії Дінця. Можна твердити, що в цьому напрямку структури Донецького кряжа зчленовуються з структурами похованих герцинських споруд в області Сальських і Нижньокубанських степів.

За своїм положенням Донецький кряж належить до структур південної частини Російської платформи. Він лежить у зоні великих платформених розломів і разом з Дніпровсько-Донецькою западиною утворює велику палеозойську ровоподібну субгеосинкліналь. Таке положення Донецького кряжа в межах платформи зумовлює наявність у нього жорсткої рами з докембрійських кристалічних порід і кристалічного фундаменту, на якому лежить складчасте його тіло. Рама і кристалічний фундамент кряжа мають пряме відношення або визначають головні особливості його структури.

Відслонення тектонічної рами з кристалічних докембрійських порід виявлені лише на південно-західній частині Донецького кряжа. Межа проходить по лінії з північного заходу на південний схід в напрямку: гирло р. Вовчої—гирло Мокрих Ялів—верхів'я Кашлагача—долина Мокрої Волновахи—верхів'я Грузького Єланчика. Східніше кристалічні породи занурюються, і по південній межі Донецького кряжа, в напрямку Лисогорівка—Сальськ, як твердить А. Т. Донабєдов, вони зрізані скидом. Розломні дислокації особливо яскраво виявлені на межі Донецького кряжа і Приазовського кристалічного масиву. Північно-східний край останнього, разом з відкладеними на ньому девонськими товщами, зрізаний системою східчастих скидів. Лінія розлому простежується далі на північний захід, де з'єднується з бортовими розломами південно-західної частини Дніпровсько-Донецької западини. З розломами в південній частині Донецького кряжа, як і в межах всієї Дніпровсько-Донецької западини, пов'язані вулканічні виверження. Це ще одна з ланок геологічних явищ, що зв'язує складчасту споруду кряжа з платформеними спорудами. Північна частина тектонічної рами кряжа не відслонюється. За даними А. Т. Донабєдова (1939), південно-західний схил Воронезького кристалічного масиву занурюється повільно і на значну глибину. Найглибше занурений край його в основному проходить в напрямку долини Дінця. Ця найбільш занурена частина в північно-західному напрямку без будь-яких змін переходить у Дніпровсько-Донецьку западину. Вздовж північного краю кряжа виявлено підняття кристалічного фундаменту, що лежить тут на глибинах усього 1500 *м.* На таких же глибинах виявлено докембрійський кристалічний фундамент в межах Головного антикліналу та в районі верхньої течії Кринки і м. Ровеньків.

На решті території кряжа кристалічний фундамент занурений на глибини близько 5 *км.* У світлі геофізичних даних Донабєдова, що їх підтверджують і загальногеологічні дані, цоколь Донецького кряжа має скибову структуру. Накладена на нього дислокована маса складчастого кряжа формувалась у залежності від тектоніки фундаменту і в головних своїх рисах має структуру покриття глибинної скибової тектоніки. Такі особливості загальної тектоніки кряжа закономірні і включають головні риси структури областей платформених розломів.

Подальші риси структури Донецького кряжа характеризують його як асиметричну споруду, в якій південний край при більшій потужності світ карбону менш занурений, або, краще сказати, дещо більш піднятий порівняно з північним. Це визначає переважання південного напрямку площин регіональних розломів у межах самого Донбасу і характеризує його структури вздовж північного крила як підсуви, утворення яких зумовлене переважним опусканням прилеглих районів і пов'язаними з ним тангенціальними напруженнями.

Останню загальну специфіку структури Донецького кряжа становить його синклінальна будова. Її особливості досить яскраво відбиті на всіх поперечних розрізах Донецького кряжа, складених за даними П. І. Степанова і М. М. Тетяєва (рис. 88). Синклінорій Донецького кряжа ускладнений сильно звуженими антиклінальними складками,—в тому числі Головним антикліналом,— розміщеними серед обширних синклінальних прогинів. Наведені загальні особливості дають підстави розглядати тектоніку Донецького кряжа як унікальну, що виявлена лише за певних регіональних умов, які ще не знайшли достатнього висвітлення.

Загальне положення Донецького кряжа в структурі Європейської території Радянського Союзу, як відомо, висвітлив О. П. Карпінський. За його даними, це зародковий кряж, що лежить в зоні великих розломів, відомих під назвою «ліній Карпінського». Детальне геологічне вивчення кряжа дало підстави для достатньо повного висвітлення його структури. Було встановлено, що стиск Донецького синклінорію незначний, він становить лише 0,851 (П. І. Степанов, 1909). Найбільш стисненою виявилась осьова частина кряжа, де проходить Головний антиклінал; на північ і південь від нього переважає дрібна складчастість. Визначилось також підняття осей складок, розміщених у середній частині Донбасу. Виявлена складна система розломів, які дістали назву скидо-здвигів.

М. С. Шатський у 1924 р. відзначив, що основні типи структурних форм Донецького кряжа утворилися протягом карбону—пермі, коли внаслідок нерівномірного нагромадження осадків, прогину і піднять виникли широкі мульди, куполи, пологі антикліналі. Утворення цих структур було різко відмінним від звичайного орогенезу. Типові свої риси орогенічні процеси набули протягом мезозою, і найрізкіше проявились вони на початку і в кінці крейдового періоду. Пізніше Шатський, разом з А. Д. Архангельським, прийшов до висновку, що Донецький кряж належить до герцинських побудов.

Ряд донецьких геологів дотримувався інших поглядів на історію тектогенезу Донецького кряжа (Є. О. Погребицький і М. О. Родигін—1927, 1930). В його розвитку виділялися фази: 1) переддевонська—карбонова, 2) час від девоно-карбону до середини пермі—розвиток епейрогенічних рухів, 3) головна орогенічна фаза — передтріасова і передлейасова, 4) фаза постумної складчастості — після юри і після крейди, 5) час послаблення тектоніки — від третинних до післятретинних епейрогенічних рухів. Структура Донецького кряжа вважалась типовою геосинклінальною. Разом з цим була висвітлена роль кристалічного ложа в структурі Донбасу (П. І. Степанов, 1932). У наступному роль кристалічного фундаменту в складчастості Донбасу дедалі висвітлювалась

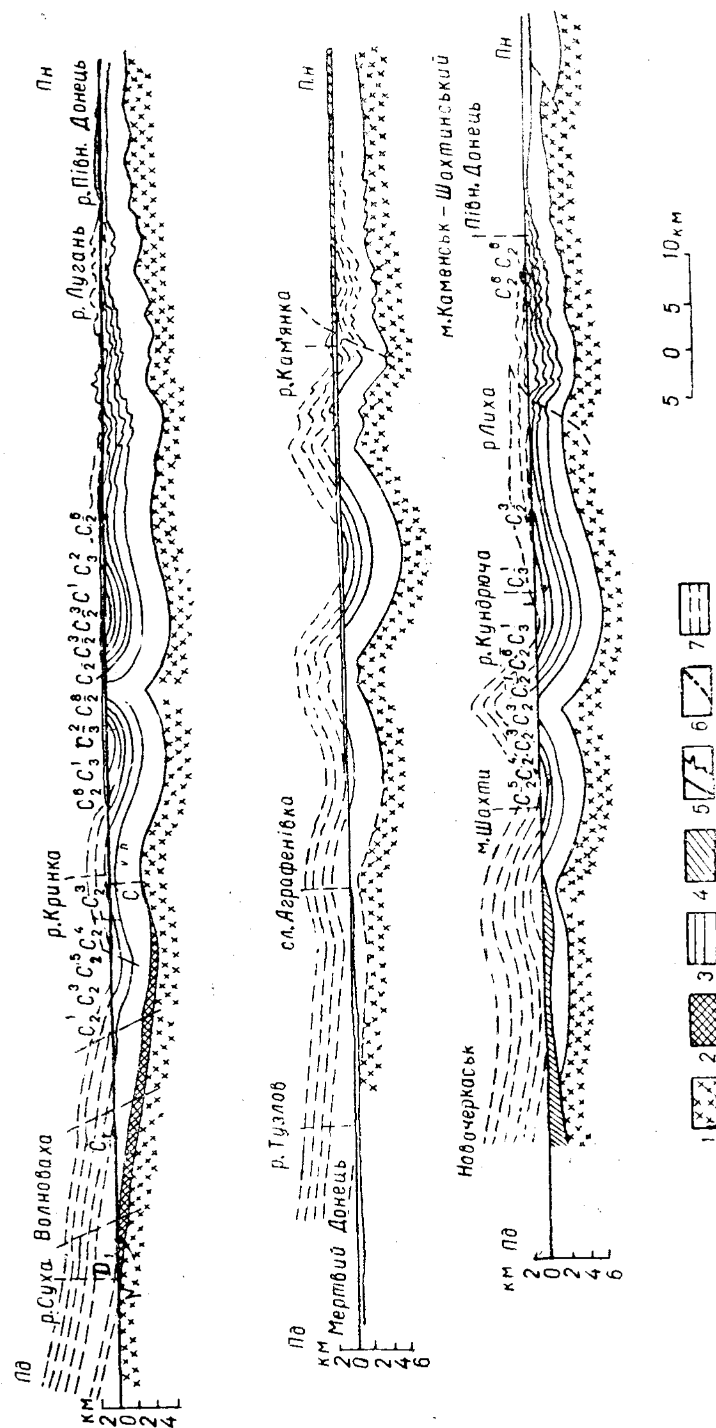


Рис. 88. Схематичні геологічні розрізи Донбасу (за П. І. Степановим і М. М. Тетяєвим).
1 — докембрій; 2 — девон; 3 — карбон; 4 — мезозой і кайнозой; 5 — вивержені породи; 6 — розриви; 7 — можливо змиті маси палеозою.

повніше і знайшла свій відбиток у роботах О. О. Богданова (1947), Ю. М. Пущаровського (1947), А. П. Скляра (1953), Д. П. Резвого (1955).

Інші думки про положення Донбасу в структурі Європи розвивав М. М. Тетяєв (1926). За його уявленням, Донецький кряж являє собою заціліле від розмиву північне крило велетенського антиклінорію в системі герцинських побудов Європи. Осьову частину цієї структури становить Український кристалічний щит. До цієї думки приєднався М. М. Карлов (1935), який вважав, що ядром Донецького геоантиклінорію є Азовський кристалічний масив. Цієї ж думки дотримується Ю. Ір. Половинкіна (1953).

Нове уявлення про положення Донецького кряжа в системі складчастих побудов Європи розвиває М. С. Шатський, який вважає його крайовим спорудженням герцинської складчастості. Важливі дані про тектоніку кряжа зібрав Д. М. Соболєв (1939), який виділив його північно-західну частину як район куполової тектоніки. В. С. Попов (1934, 1936) уточнив особливості геологічної структури північної частини Донецького кряжа, в межах якої установив наявність насувів кам'яновугільних і тріасових відкладів на третинні. Тектоніку окремих районів Донецького кряжа висвітлювали також М. П. Балуховський, В. О. Банковський, О. О. Борисяк, О. О. Гапєєв, В. З. Єршов, Г. О. Іванов, Н. А. Ігнатьєв, С. К. Комоцький, П. В. Кулібін, С. В. Кумпан, М. Й. Лебедєв, К. І. Лісіцин, Б. К. Ліхарєв, В. І. Лучицький, Б. Ф. Мефферт, Й. А. Морозевич, Д. В. Наливкін, Є. О. Погребицький, А. П. Ротай, В. І. Соколов, Н. І. Сущинський, Г. М. Фредерикс, Б. І. Чернишов, О. З. Широков, В. І. Яворський, М. М. Яковлєв та багато інших.

О. О. Богданов (1947), виходячи з уявлення про поширення девонських соленосних відкладів Дніпровсько-Донецької западини на Донбас, припускає, що соленосні відклади є субстратом, який сприяв формуванню його сучасної складчастості.

Як випливає з наведених даних, в геологічній літературі поки що значно розбіжні ще погляди на положення Донецького кряжа серед структур південно-західної частини Європейської території Радянського Союзу. Нема єдності уявлень і про його внутрішні тектонічні елементи, морфологія яких висвітлена з достатньою повнотою в роботах численних дослідників Донбасу.

Ми розглядаємо Донецький кряж як складчасту побудову субгеосинклінального типу, яка розвивалась в процесі формування великого Дніпровсько-Донецького платформеного прогину, якого він є складовою частиною. Саме таке розуміння тектоніки Донецького кряжа дає можливість висвітлити реальні закономірності просторового розміщення елементів його структури і різних видів мінеральної сировини в ньому.

Тектоніка осадочних товщ

Особливості структурного вигляду Донецького кряжа становлять порушення залягання верств девонської, кам'яновугільної і пермської систем та мезо-кайнозою. Найбільш яскраво виявлені тектонічні елементи Донецького кряжа в області поширення кам'яновугільних відкладів (рис. 89).

За загальними рисами тектоніки Донецький кряж являє собою, як то вже відзначалося, синклінорій, складчасті побудови якого видовжені в субширотному напрямку з заходу — північного заходу на південь — південний схід. По простяганню, за структурними особливостями, Донецький кряж поділяється на дві частини: південно-східну — область складчастих структур, і північно-західну — область куполової тектоніки. Перехідна зона між ними включає територію між меридіанами Артемів-

ська—Сталіно. В кожній з областей виділяються свої окремі райони, яким властиві певні риси геологічної структури.

Область складчастої структури включає ряд тектонічних елементів, які об'єднуються в окремі структурні райони. Серед них виділяються: 1) Центральний, 2) Південний, 3) Північний.

1. Центральний район Донецького кряжа має вигляд широкої смуги, яка простягається від м. Краматорська на північному заході до ст. Костянтинівської на південному сході, на Дону. Осьову частину Донецького кряжа становить Головний антиклінал і симетрично розміщені по відношенню до нього Головна, або Північна, і Південна синкліналі. Їх супроводять другорядні тектонічні спорудження. Кожний з цих тектонічних елементів характеризується своїми рисами.

Головний антиклінал. Це найвизначніша структурна частина Донецького кряжа. Вісь Головного антикліналу простягається з північного заходу на південний схід приблизно під кутом 12—25° до широти. Вона проходить через Щербинівку, Горлівку на заході і ст. Горну до х. Табунщиків на сході. В північно-західній частині вісь Головного антикліналу зміщена на північ і його продовження становить Дружківсько-Костянтинівська антикліналь. Загальна довжина антиклінального перегину Донецького кряжа близько 300 *км*.

Дружківсько-Костянтинівська антикліналь простягається з північного заходу на південний схід примірно на 45 *км*. Вона яскраво виступає в сучасному рельєфі Донецького кряжа. За структурою це брахіантикліналь. У будові Дружківсько-Костянтинівської антикліналі беруть участь відклади верхнього карбону, світ C_3^2 C_3^3, що її оконтурюють. В ядрі складки відслонюються відклади світи C_3^1. Верстви араукаритової світи, пермські, тріасові і юрські відклади облямовують Дружківсько-Костянтинівську антикліналь концентричними смугами. Крейдові відклади відомі в північно-західній частині, а палеоген поширений на всій площі. В складі осадочних комплексів на антикліналі виявляється незгідне залягання тріасової і пермської систем, верхньокрейдових і юрських відкладів та палеогену і крейди.

Дружківсько-Костянтинівська антикліналь належить до типу нормальних складок. Вісь її в плані хвилясто згинається; на північний схід антикліналь занурюється більш похило, ніж на південний захід. Північно-східне крило її падає під кутом 30—35—40°, а південно-західне під кутом 31—50°, тобто значно крутіше. Отже, ця антикліналь є косою складкою.

Утворювалась вона з виникненням розривів і насувів. На південно-східній частині антикліналі насуви мають північно-східне простягання і виявляють насування південно-східної частини складки на її ядро. У північно-західній частині складки насув простягається з заходу—північного заходу на схід—південний схід майже в широтному напрямку.

За своїм положенням Дружківсько-Костянтинівська антикліналь лежить уже в області куполової тектоніки. Далі на північний захід від неї, за залізницею Барвінкове—Слов'янськ, розміщається Корульський купол. В ядрі його відслонюються відклади араукаритової світи. Цей купол по відношенню до простягання осі Дружківсько-Костянтинівської складки теж зміщений на північ. Зазначене явище закономірне: *структурні елементи Донецького кряжа в область куполової тектоніки безпосередньо не переходять. Разом з тим тектонічні елементи в межах останньої області зберігають ще лінійне розміщення.*

Головний антиклінал починається з невеликого перегину верств, який лежить між власне головною складкою і Дружківсько-Костянтинівською антикліналлю. Звідси головна складчаста структура кряжа простягається на південний схід більш як на 270 *км*. На цьому великому протязі антикліналь має змінну будову. Найбільш давніми від-

Чугуїв
Балаклійсько-Зміївська синкліналь
Зміїв
Куп'янськ
Покровське
Краснооскольська синкліналь
Сватове
Старобільськ
Айдар
Біловодськ
Дніпровсько-
Донецька
Западина
Ізюм
Слов'янськ
Сухий Торець
Лисичанськ
Луганська синкліналь
Донець
Деркул
Деркул-Калитвенська синкліналь
Краматорськ
Бахмутська улоговина
Артемівськ
Черкаське
Лугань
Луганськ
Черкаська синкліналь
Ворошиловськ
Успенська синкліналь
Селезнівська синкліналь
Краснодонська улоговина
Самара
Петропавлівка
Бик
Кальміус-Торецька улоговина
Красноармійське
Кам'янськ
Краснодон
Боково-Хрустальська синкліналь
Жирновська синкліналь
Білокалитвенська синкліналь
Чистяківська синкліналь
Ровеньки
Довжансько-Садкинська улоговина
Вовча
Солона
Сталіно
Кундрюча
Янчул
Мокрі Яли
Кальміус
Кринка
Міус
Шахти
Шахтинська синкліналь
Сухий Донець
Дон
Український кристалічний щит
Південні схили Донецького кряжа, закриті неогеном

Рис. 89. Схема тектоніки Донецького кряжа.
1 — лінії розломів; 2 — межі Задонецької синклінальної зони.

кладами в межах Головного антикліналу є верстви світи C_1^5, що відслонюються на Нагольному кряжі. На захід, у зв'язку з положистим зануренням Головного антикліналу, простежується послідовне замикання молодших світ кам'яновугільних відкладів. Подібне явище спостерігається і в південно-східному напрямку. На цій підставі Головний антиклінал поділяється на центральну, північно-західну і південно-східну частини. Центральна частина — Нагольний кряж — міститься між долинами Міусу і Кундрючої — на південному сході; до долини р. Грушевки простягається продовження Нагольного кряжа — Сулінська ан-



Рис. 90. Нагольний кряж. Складка-купол Грибоваха.

тикліналь, що разом з Нагольним кряжем становить центральну частину Донецького антиклінального склепіння.

В геологічній будові цього району беруть участь верстви нижнього карбону (світи C_1^5), середній і верхній карбон. На північно-західному продовженні антикліналу, крім цього, поширені і пермські відклади. В центральній частині Головного антикліналу відслонюються нижньокам'яновугільні відклади, що становлять її ядро. Молодші нашарування облямовують ядро. Разом вони утворюють Нагольний кряж, який є складною системою антиклінальних і синклінальних складок, зібраних на зразок мигдалеподібного пучка. По осьовій частині Нагольного кряжа верстви перегнуті у круті, часом куполоподібні, антикліналі, що по простяганню дещо зміщені одна відносно одної. Складки-куполи, відпрепаровані денудацією, беруть участь у будові рельєфу і відіграють основну роль в утворенні геоморфологічних краєвидів (рис. 90). Серед таких антикліналей-куполів найвизначніші Гострий Бугор, Центральний, Дяківський, Грибоваха тощо.

Головна вітка Нагольного кряжа розміщена в районі с. Нагольчика. На захід вона простягається до с. Новопавлівки і далі до Микитівсько-Горлівської антиклінальної складки. Східніше вісь Нагольного кряжа дещо повертає на південний схід — на сс. Дар'ївку і Бобрикове. На вододілі річок Нагольної і Кріпенької і далі на схід вісь Нагольчанської складчастої структури проходить у південно-східному напрямку. Східніше цього вододілу розміщається Сулінський складчастий район. Північніше від осьової частини Нагольного кряжа виявлена

система дрібніших антиклінальних піднять. Осі їх в плані своєю опуклістю вигнуті на північ. Одна із значних антикліналей цієї групи проходить на південь від с. Нагольного. Ці складки на всій площі свого виявлення сильно розмиті.

Осьова антиклінальна зона Нагольного кряжа сильно розбита тріщинами скидів і насувів. Простягання розривів змінне і буває поздовжнім, поперечним, діагональним щодо простягання складок. Розриви численні також у межах другорядних складок.



Рис. 91. Кварцові жили з поліметалічним зруденінням. Гострий Бугор, Нагольний кряж.

В осьовій частині Нагольного кряжа поширені кварцові жили. З ними пов'язане поліметалічне зруденіння. Крім цього, в районі с. Новопавлівки на кряжі відомі відслонення жильної виверженої породи. Вулканічні утворення, як і кварцові жили, зосереджені у відкладах нижнього карбону—світи C_1^5 (рис. 91).

Північно-західна частина Головного антиклінала відома під назвою Горлівської антикліналі. Вона займає простір між Щербинівкою і Новопавлівкою на протязі майже 90 *км*. Ця антикліналь є складним перегином верств. Осьова її частина по простяганню хвиляста. Послідовна зміна антикліналей і синкліналей дещо ускладнює склепіння антикліналі. В цілому вона занурюється на північний захід. На південному сході, в районі с. Новопавлівки, Горлівська антикліналь переходить у складчастість Нагольного кряжа. Крила антикліналі падають майже симетрично, під крутими кутами. В районі Горлівки північне крило падає переважно під такими кутами: у верств світ C_2^3—70°, C_2^6, C_3^2, C_3^3— 60°. Ці кути дещо більші на південному крилі: C_2^3 —75°, C_2^6—65°, C_2^2, C_2—60°. В осьовій частині складки верстви іноді залягають вертикально. Крила Головного антиклінала ускладнені другорядними складками і численними розривами.

Розриви відіграють особливо важливу роль у північному заході Головного антиклінала. Вони розрізують осьову частину антикліналей, розміщаються на їх схилах, розчленовують усю товщу верств кам'яновугільної системи, а в західній частині області поширюються і на пермську систему. Амплітуда переміщень верств по розривах змінна в широких межах. Самі розриви бувають великими і дрібними. Один із найвизначніших розривів у районі північно-західної частини Головного антиклінала носить назву *Микитівського насуву*. Він починається в районі Щербинівки, там, де розміщений поворот кам'яновугільних верств, що складають антикліналь, на північний захід. Далі розрив простягається на південний схід на Микитівку і потім до Горлівки. Падіння площини розриву круте, на південь — південний захід. Південне крило Горлівської антикліналі вздовж Микитівського розриву насунуте на північне. Цей насув супроводиться складною серією дрібніших порушень. Дрібні насуви особливо численні на південному крилі антикліналі і майже всі простягаються в широтному напрямку або діагонально пересікають верстви кам'яновугільної системи. Вздовж площ

розривів південні крила завжди насунуті на північні. З великим Микитівським розломом у північно-західній частині Головного антиклінала зв'язане відоме зруденіння в районі Микитівки.

Значний насув у межах осьової частини Горлівської антикліналі виявлений на ділянці між Горлівкою і с. Грабовим. Він відомий під назвою *Горлівського*. Це один з найбільших розривів на Донбасі, що простягається більш як на 70 *км* між ст. Ясинуватою і с. Грабовим. Склепіння Горлівської антикліналі в цьому районі розчленоване системою розломів, по двох з яких сталися насуви: спочатку — північно-західного, далі — широтного і південно-західного напрямку. В місці спряження насувів антикліналь набула, в районі Грабового, похилий ізоклінальний вигляд. Горлівський насув з антикліналі переходить також у Південну синкліналь. По простяганню Горлівського насуву зміщення верств на поверхні в районі б. Корсунської досягає 800 *м*. Падає поверхня насуву в цьому місці на південний схід під кутом до 67°. На захід від Горлівки великий Горлівський насув змінює напрямок на меридіональний, проходить до Ясинуватої і далі ховається під третинними відкладами. В межах Південної синкліналі верстви по Горлівському насуву перемістилися у східному напрямку, тоді як в районі Горлівки переміщення було на північ. В ряді місць Горлівський насув має розгалуження. Це спостерігається в районі рудника Булавина, х. Башковського тощо.

Південно-східна частина Головного антиклінала, або Сулінська антикліналь, лежить між долинами р. Кріпенької і Грушевки. Вона є нормальною складкою, яка простягається на південний схід і дещо відхиляється від загального простягання осьової частини Донецького кряжа. В будові Сулінської антикліналі беруть участь середньокам'яновугільні відклади, найдавніші з яких — верстви світи C_2^2 — відслонені в осьовій частині складки. Перегин верств у цій антикліналі досить крутий. Падіння крил в осьовій частині досягає 67—70°; у сторони від неї падіння поступово виположується. Вісь Сулінської складки занурюється на південний схід, а осьова частина її ускладнена другорядними складками і численними розривами. Важливу особливість структури Сулінського складчастого району становить наявність в осьовій частині Головного антиклінала пластової інтрузії авгіт-роговообманкового порфіриту, виявленої на східній окраїні Сулінської складки в районі х. Табунщикова.

У східному, Задонецькому, районі Донецького кряжа структура кам'яновугільних відкладів складна і висвітлена ще недостатньо. Головний антиклінал у цьому районі поділяється на дві антиклінальні складки. Північна антикліналь проходить в районі гирла р. Кундрючої, а південна переходить через Донець і простягається в напрямку ст. Костянтинівської до Дону. Далі на схід — південний схід головна складка Донецького кряжа виположується і занурюється під післякам'яновугільні відклади. Там починається нова структурна зона.

Головна, або Північна, синкліналь Донбасу. Симетрично до Головного антиклінала з півночі і з півдня розміщаються великі синкліналі. Північна синкліналь вважається найважливішою після Головного антиклінала складовою частиною Донецького кряжа. Вона простягається більш як на 300 *км* — від долини р. Торця в районі Слов'янська до нижньої течії р. Дінця. На цьому протязі будова великої синклінальної складки міняється. В її структурі особливу роль відіграють підпорядковані антиклінальні перегини верств, які поділяють Північну, Головну синкліналь на окремі частини. З заходу на схід найголовнішими частинами синкліналі є: 1) Бахмутська улоговина, 2) Боково-Хрустальська і 3) Довжансько-Суліно-Садкинська мульди.

Бахмутська улоговина. Бахмутська, або Слов'янсько-Артемівська, улоговина становить північно-західну частину Головної синкліналі і разом з тим придонецьку частину південно-східного продовження

Дніпровсько-Донецької западини. Отже, цей структурний район займає перехідне місце між Донецьким кряжем і Дніпровсько-Донецькою западиною. Структурні межі Бахмутської улоговини досить виразні. На південному заході вона прилягає до північно-західного закінчення Головного антикліналу і його продовження — Дружківсько-Костянтинівської антикліналі, на заході її обмежовує район куполової тектоніки, що починається з Слов'янського купола і простягається на захід. На північному сході Бахмутська улоговина межує з Північним антиклінальним районом Донецького кряжа, а на південному сході її обмежовує Прилуганське підняття в Північній синкліналі. В цьому напрямку Бахмутська улоговина наче подвоюється.

В геологічній будові Бахмутської улоговини беруть участь відклади пермської, тріасової, юрської, крейдової, третинної і четвертинної систем, що, за винятком кайнозою, концентрично облямовують западину. З цих відкладів верстви третинних порід з покривом четвертинної системи мають непорушену горизонтальноверствувату структуру.

Бахмутська улоговина є нормальною синклінальною складкою з дещо асиметричними крилами. Південно-західне крило її крутіше в порівнянні з північно-східним. Вісь синкліналі занурюється на північний захід. Вздовж осі верстви замикаються дугою, опуклість якої звернута на південний схід. У цьому напрямку послідовно відслонюються верстви від крейди до верхнього карбону. Замикання верств міняється на північно-східне в частині, прилеглій до Дружківсько-Костянтинівської антикліналі, яка через це різко вирисовується на геологічній карті. Глибинна тектоніка Бахмутської улоговини висвітлена ще недостатньо. Поки що немає підстав припускати наявність в її межах розривних дислокацій. Останні різко виявлені в області куполової тектоніки, що до неї на заході прилягає Бахмутська улоговина.

Боково-Хрустальська синкліналь. Ця частина Головної (Північної) синкліналі Донецького кряжа розміщена між ст. Дебальцево і м. Ровеньками, де спостерігається новий район піднять її осі. В геологічній будові Боково-Хрустальської улоговини беруть участь лише кам'яновугільні відклади. На півдні улоговина прилягає до Головного антикліналу. На півночі її обмежують схили складного антикліналього спорудження Північної антикліналі.

Боково-Хрустальська синкліналь являє собою нормальну складку з дуже незначним перегином верств в осьовій площині, не більше 4—6°. Падіння верств, природно, зростає до антикліналей, що з півдня і півночі прилягають до улоговини. Північне крило синклінальної складки дещо крутіше за південне.

В структурі Боково-Хрустальської синклінальної складки істотну роль відіграють численні розриви, виявлені в її межах східніше ст. Дебальцево. Тут проходить система розривів, пов'язаних з Булавинським насувом. Розрив проходить майже згідно, і вздовж нього північно-західне крило насунуте на південно-східне. Особливо численні розриви верств, переважно нижньої частини верхнього карбону, виявлені в районі Бокового і Хрустального. Розриви охоплюють обидва крила і осьову частину синкліналі. Вони здебільшого поперечні. Деякі з розривів простежуються у вигляді щілин. З ними пов'язані обширні зони розломів та кліважу, особливо яскраво виявлені в сланцях. Окремості кліважу мають паралелепіпедальну форму і розміри 2—3—5 *см.* На схилах підвищень вони утворюють рясні осипища. Крім цього у глинистих верствах виявляються складні структури зім'яття, пов'язані з невеликими другорядними складками.

Довжансько-Суліно-Садкинська синкліналь лежить на продовженні Боково-Хрустальської мульди. Їх поділяє помітне підняття осі Головної (Північної) синкліналі, виявлене в районі м. Ровеньків. В геологічній будові цієї синкліналі беруть участь відклади середнього і верхнього карбону, які відслонюються на крилах і в осьовій частині складки.

Довжансько-Суліно-Садкинська синкліналь являє собою складну структуру, видовжену по простяганню більш як на 130 *км.* На цьому протязі вісь складки сильно відхиляється від свого загального північно-західного — південно-східного простягання, а також міняє підняття і занурення, що зумовлює складну конфігурацію відслонень верств, які беруть участь у будові синкліналі. В районі с. Довжанського вісь синкліналі круто занурюється. Одночасно її простягання з майже широтного міняється на північно-західне. З цим різким зануренням пов'язана значна кількість розривів, що впоперек перетинають верстви. Розриви поширюються на південне крило синклінальної складки і на Нагольний кряж, де з'єднуються з його головними порушеннями. Занурення осі синкліналі проходить далі на схід до Суліна. Лише східніше від нього вісь Довжансько-Суліно-Садкинської синкліналі дещо піднімається. Підняття відчувається приблизно до ст. Владимирської. Східніше вісь Головної синкліналі в районі с. Садків сильно занурюється і далі, на схід від долини Кундрючої, повільно піднімається. Таким чином вирисовується власне Садкинська улоговина, як частина Довжансько-Суліно-Садкинської синкліналі. На останній ділянці свого простягання, уже біля нижньої частини Дінця, вісь синкліналі повертає на південний схід, де й закривається Північна, Головна синкліналь.

У східній частині Довжансько-Суліно-Садкинської синкліналі розривів не виявлено. Крила її падають під незначним кутом. Південне крило помітно крутіше від північного. В своїй північній частині ця синкліналь тісно пов'язана зі складчастим районом Північної антикліналі. Зокрема, в самій східній частині Сулінської улоговини спостерігається крутий поворот у заляганні верств, які зрізані насувом, що охоплює південне крило.

Південна синкліналь Донбасу. На південь від Головного антикліналу розміщається великий перегин верств, що його виділяють під назвою Південної синкліналі. Остання відокремлює південний район Донецького кряжа з виразною куполовою тектонікою від осьової частини Донецької складчастої побудови. Південна синкліналь простягається від верхів'я р. Вовчої на заході до Шахтинського району, за межами Української РСР, на сході.

Внутрішня структура Південної синкліналі складна. В середній її частині, через яку проходить долина Міусу, спостерігається підняття верств, що лежить у плані загального меридіонального перегину Донецького кряжа. Це підняття поділяє Південну синкліналь на західну й східну частини. В західній частині виділяються послідовно розміщені західна, Кальміус-Торецька і, східніша, Чистяківська улоговини. Дві улоговини виділяються також і в східній частині Південної синкліналі. Ближче до Чистяківської улоговини лежить Маринівська мульда і в східній частині Донбасу—Несвєтаєвсько-Шахтинська улоговина. Кожна з цих частин Південної синкліналі відзначається своїми рисами будови і поділяється на ряд структурних елементів.

Кальміус-Торецька синкліналь. Західна частина Південної синкліналі, що лежить у басейнах річок Кальміусу і Торця, займає велику площу. Вона має, в цілому, синклінальну будову. Складка занурюється на північний захід і непомітно переходить у південно-східну частину Дніпровсько-Донецької западини; на схід вісь складки дещо піднімається і відокремлює Кальміус-Торецьку синкліналь від Чистяківської.

В геологічній будові Кальміус-Торецької синкліналі беруть участь відклади кам'яновугільної системи, пермські, тріасові і, в меншій мірі, юрські. Верстви всіх цих систем повільно занурюються на північний захід і ховаються під молодшими наверствуваннями. Третинні відклади

в Кальміус-Торецькій синкліналі залягають горизонтально і участі в складних дислокаціях цієї частини Донецького кряжа не беруть.

Внутрішня будова Кальміус-Торецької синкліналі складна. Її вісь простягається з північного заходу на південний схід майже на 70 *км*. З поворотами осі пов'язані зміни у простяганні верств, які відповідають загальним поворотам верств Головного антикліналу і Північної синкліналі Донецького кряжа. Кальміус-Торецька синкліналь має асиметричну будову. Північно-західне крило її значно крутіше в порівнянні з південно-східним. В структурі її велику роль відіграють розривні дислокації. Серед них особливо значний, уже раніш розглянутий, Горлівський насув сильно ускладнює будову синкліналі. З південного заходу на північний схід через усю Кальміус-Торецьку синкліналь проходить так званий «Французький» насув, що простягається в напрямку, близькому до лінії Сталіно — Макіївка — Орджонікідзе, південно-східніше Дебальцевого. Його амплітуда в Сталінсько-Макіївському районі досягає 500 *м*. По лінії цього скиду порушені верстви карбону становлять межову зону Кальміус-Торецької і Чистяківської складок.

Залягання верств у Кальміус-Торецькій синкліналі ще недостатньо висвітлене. В її межах спостерігається декілька другорядних синкліналей і антиклінальних перегинів верств. Серед цих другорядних, але важливих структур виділяється Красноармійська (Гришинська) мульда. Далі на схід розміщені Зуївський і дещо південніше його розташований Амвросіївський куполи. Це Зуївсько-Амвросіївське антиклінальне підняття відокремлює від власне Кальміус-Торецької синкліналі її частини — лінійно розміщені брахісинклінальні складки: Макіївсько-Ряснянську, Амвросіївську, Успенську і Голодаївську. В будові останніх складок беруть участь верстви світ C_2^1 і C_2^2. Структура зони зчленування Донецького кряжа і Українського кристалічного щита на захід від північно-східного виступу Приазовського кристалічного масиву в літературі висвітлена недостатньо. Кальміус-Торецька улоговина в південній своїй частині різко вклинюється в область кристалічного щита. В заляганні осадочних порід це виявляється крутим поворотом осі западини на південь і, відповідно, крутим поворотом верств карбону дугою, опуклістю повернутою на південь, між Сталіно і Красноармійським. Краї дуги зрізані розломами. Система розломів у східній частині дуги простягається з південного заходу на північний схід. Розломи на західному краї дуги в зоні Курахівка — Красноармійське — Лозова розміщаються наче віялом, міняючи напрям з субмеридіонального, північно-північно-східного на північно-західний. В напрямку до Лозової з розломами пов'язані структурні перегини верств і місцева складчастість, виявлені не лише в палеозої, але і в юрських відкладах, що налягають на карбон у південно-західній частині Кальміус-Торецької улоговини. За даними М. П. Балуховського, між Курахівкою і верхів'ям Самари простягаються скиди: Селидівський, Красноармійський, Добропільський і Самарський. Площини їх розломів падають на північний схід. Самарський скид простягається в рельєфі у вигляді уступу.

Чистяківська синкліналь. Чистяківська синклінальна складка становить другу велику складову частину Південної синкліналі Донецького кряжа. На заході вона відокремлюється зоною розломів Французького насуву від Кальміус-Торецької улоговини. На південному сході вона простягається до долини р. Кріпенької. Довжина її по простяганню перевищує 60 *км*. На півночі Чистяківська синкліналь прилягає до Головного антикліналу. На півдні її обмежовує Зуївсько-Амвросіївське підняття. На всьому своєму протязі Чистяківська синкліналь видовжена паралельно до Головного антикліналу. Загальне занурення осі синкліналі спрямоване на північний схід. У будові Чистяківської синкліналі беруть участь відклади від світи C_1^5 нижнього

до світи C_3^2 верхнього карбону. Вони поступово відслонюються по осьовій лінії складки з південного сходу на північний захід. Відповідно до загального занурення осі, площа відслонення окремих світ кам'яновугільної системи в районі Чистяківської мульди має вигляд смуг, що концентрично, більш опукло на південний захід, виступають у південній частині Донбасу.

Чистяківська синкліналь являє собою нормальну, дещо похилу складку, осьова площина якої падає на північний схід. Це зумовлює більшу крутизну північно-східного крила в порівнянні з південно-західним. Структуру Чистяківської складки значно змінюють численні диз'юнктивні дислокації. Найголовніша з них — Французький насув; це діагональний насув, що з північного заходу обмежовує синкліналь. Площина насуву падає на північний захід, а маси його перемістилися на південний схід. Південно-східну частину Чистяківської синкліналі ускладнюють два додаткові великі насуви, в яких північно-західні крила насунулись на південно-східні. Східний насув виявлений в районі с. Дмитріївки, а західний — в районі Саур-Могили. Невеликі розриви в Чистяківській синкліналі виявлені також на північному крилі, в районі ст. Розсипної, і на південному крилі — в долині Вільховій та на схід від м. Чистякового. Східний край синкліналі в районі долини Міусу підходить до Центрального Донецького підняття, що утворює тут загальний перегин Донецького синклінорію. В межах цього підняття простягання осі Південної синкліналі міняється, вона зміщена на південь до 10 *км*. В зоні самого підняття розвинута дрібна складчастість, яка простежується в межах Головного антикліналу в цьому районі. На схід від Центрального Донецького підняття на продовженні Південної синкліналі розміщені синклінальні складки: *Маринівська, Несвєтаєвсько-Шахтинська* і *Задонська*.

Маринівська і Несвєтаєвсько-Шахтинська синклінальні складки в цілому простягаються з заходу на схід більш як на 100 *км*. З півночі вони прилягають до Головного антикліналу, а на півдні — до Південної антикліналі, розміщеної між долинами Міусу і Вел. Несвєтаю. На заході край синкліналі виявлений в районі с. Маринівки, а на сході він доходить до долини р. Мокрої Кадамовки.

В геологічній будові східної частини Південної синкліналі беруть участь світи C_1^5, $C_2^1 — C_2^6$, що послідовно відслонюються з заходу на схід. Площини відслонення верств цих світ мають вигляд дуг, в залежності від занурення складки на південний схід. Тому перегини дуг обернуті на захід, а відкриті частини їх — на схід. Вісь складки в західній частині має простягання майже широтне, а на сході повертає на південний схід. По простяганню вісь Маринівської і Несвєтаєвсько-Шахтинської складок має ряд піднять і прогинів, що зумовлює виникнення другорядних невеликих складок. Підняття, яке відділяє західну, Маринівську, синкліналь від східної, Несвєтаєвсько-Шахтинської, розміщене в районі долини р. Тузлова. Дальше підняття, в районі долини р. Аюти, поділяє східну частину Південної синкліналі на складки Шахтинську і Несвєтаєвську. Нове підняття осі є в районі Дону, за яким розміщена Задонська синкліналь.

Несвєтаєвсько-Шахтинська структура являє собою просту синклінальну складку, північне крило якої крутіше в порівнянні з південним. Її будову ускладнюють розриви, що простягаються з південного заходу на північний схід. Східні крила скидів, що зрізують верстви кам'яновугільних порід вхрест простягання, опущені. З цими розривами пов'язане проникання жильних магматичних порід по тріщинах розломів. Такі великі поперечні розриви виявлені в басейні Вел. Несвєтаю. В районі м. Шахт пеперечні розриви верств південного крила Шахтинської синкліналі супроводять значні флексурні перегини.

Занурення кам'яновугільних відкладів у південно-східному напрямку виявлене між х. Вислим на Дону і х. Топіліним на р. Салі, де в будові синклінальної складки беруть участь верстви світ $C_2^5 - C_3^1$ з пластами кам'яного вугілля.

Варта уваги також пов'язаність магматичних порід з розривними дислокаціями верств кам'яновугільної системи частіше у східній, ніж у західній частині Донецького кряжа.

З наведеного видно, що структура південної частини Донецького кряжа дуже складна. Тут виявлені Південна синкліналь з її складовими частинами, що входять, власне, до південної частини центрального району. Її структурні особливості невідривно пов'язані з структурою Головного антикліналу. Район на південь від Південної синкліналі, що має складну тектоніку, розглядається як окрема частина Донецького синклінорію.

2. Південний тектонічний район Донецького кряжа. Південна частина Донецького кряжа відзначається винятково складною, в багатьох районах недостатньо висвітленою, структурою. Для всього цього району характерне субширотне видовження структурних елементів. Північна межа південного структурного району прилягає до Південної синкліналі. На півдні структурні межі району невиразні. Лише в західній його частині структури кряжа межують з областю докембрійського Приазовського кристалічного масиву. Область зчленування Донбасу і кристалічного масиву має особливо складну тектоніку, основною рисою якої є система поздовжніх розломів і пов'язаних з ними складних вулканічних утворень. Східніше від долини Кальміусу південна частина Донецького кряжа ускладнена розломами пізнішої генерації. Простягання розломів також близьке до широтного. Південні крила їх скинуті. Однак у геологічній будові південних крил на всій ділянці між Донецьким кряжем і Азовським морем кам'яновугільні відклади участі не беруть.

У південному Донбасі виділяються окремі тектонічні елементи: Південна антикліналь і Друга південна синкліналь.

П і в д е н н а а н т и к л і н а л ь. Південна антикліналь, краще сказати, Південна антиклінальна зона Донецького кряжа, простягається від верхів'я р. Вовчої на заході до долини Вел. Несвєтаю на сході. До системи тектонічних елементів Південної антиклінальної зони належать: Верхньокальміуське підняття, Макіївська мульда, Зуївська антикліналь, Амвросіївський купол і його антиклінальне продовження між долинами Міусу і Вел. Несвєтаю. Головні риси тектоніки цього обширного району висвітлив Б. Ф. Мефферт (рис. 92).

Верхньокальміуське підняття. Структура південно-західної частини Донецького кряжа, яка становить вододіл річок Торця, Вовчої, Кальміусу і Кринки, складна і вивчена ще зовсім недостатньо. Важливу рису цього району становить загальне схилення верств у напрямку до Кальміус-Торецької улоговини. Воно ускладнене рядом перегинів у межах вододільної частини цього району, периферійними флексурами і системою розломів значної амплітуди. З заходу Верхньокальміуське підняття прилягає до південно-західного крила Кальміус-Торецької улоговини. Остання в районі між верхів'ями рр. Сухих Ялів, Вовчої, Бика на заході і правими притоками Кальміусу на сході далеко виступає на південь, виповнюючи западину в докембрійському кристалічному фундаменті. Південне крило Кальміус-Торецької улоговини з заходу, в Красноармійському районі, розбите системою розломів, східні крила яких опущені і дещо зміщені на південь. З півдня і південного заходу цю структуру облямовує зона вугленосних відкладів візейського ярусу. В східній частині зона зчленування Верхньокальміуського підняття і Кальміус-Торецької западини має дуже складну

структуру. В районі, прилеглому до залізниці Сталіно—Жданов, проходить система ускісних скидів, що простягаються з південного заходу на північний схід і пов'язані з відомим Французьким насувом. На південний захід від Сталіно вздовж площини цих розломів сталося переміщення західних крил на південний захід. Система розломів у цьому районі з заходу, північного заходу і півночі облямовує підняття північно-східного виступу Приазовського кристалічного масиву, сколотого, в свою чергу, розломами і зануреного під девон та нижній карбон. Великі розломи супроводять флексурні перегини верств кам'яновугільної системи, які найвиразніші в північно-східній частині району, на ме-

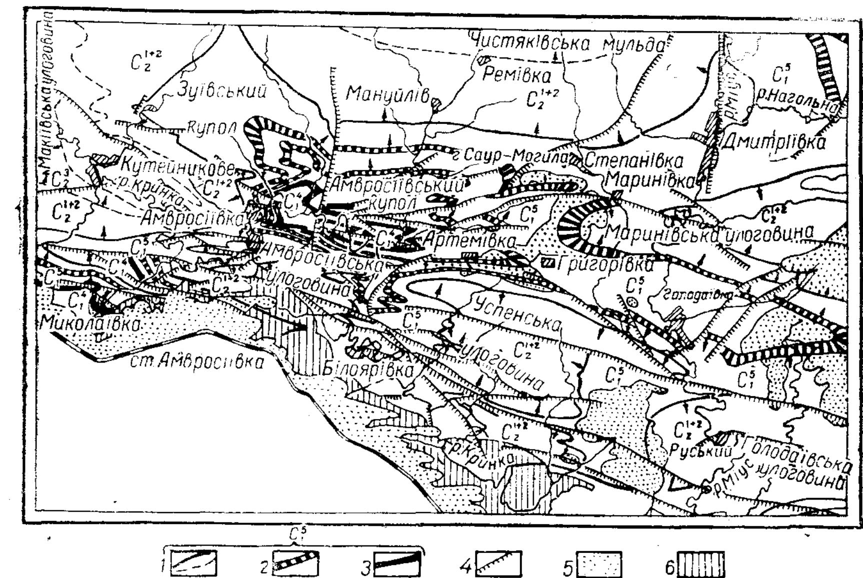


Рис. 92. Схематична геологічна карта Південної антикліналі і Першої південної синкліналі Донбасу (за Б. Ф. Меффертом).

1 — вапняк F (мандрикінський); *2* — кварцити; *3* — вапняк E (яснинівська світа); *4* — скидоздвиги; *5* — понт, сармат, палеоген; *6* — верхня крейда.

жі його з Кальміус-Торецькою улоговиною. Флексурні перегини простягаються на північний схід — від верхів'я Сухих Ялів до Криничної.

В північно-східній частині Верхньокальміуський район піднять прилягає до південно-східної затоки Кальміус-Торецької улоговини, що відокремлює його від Зуївського купола. Система розломів тут простягається здебільшого з північного заходу на південний схід. Таке ж простягання мають розломи, які з південного заходу обходять Макіївську западину, зокрема великі скиди — Італійський, Мушкетовський тощо,— структурно з'єднані з Французьким насувом. Між верхньокальміуським районом піднять і мокроволноваським районом розломної тектоніки та вулканізму розміщена Берестівська улоговина, вісь якої видовжена в напрямку течії р. Берестової і проходить з північного заходу на південний схід. Структура цієї западини похована під потужною горизонтальноверствуватою товщею третинних відкладів. Слабо виявлені флексурні перегини і місцева складчастість відзначають зону прилягання цієї западини до Верхньокальміуського підняття.

Макіївська мульда становить другорядну структурну частину Верхньокальміуського підняття. Вона лежить у зоні опускання між дугоподібно зігнутими насувами, з яких найвизначніші — західний, Італійський, і східний, Ясинівський — зрізують її західну частину. Між цими насувами виник грабен, відкритий по простяганню розлому на північний схід. Крім перелічених великих насувів, у цьому районі виявлена значна кількість дрібних розломів, серед яких найбільші — Богодухів-

ський, Риківський і Мушкетовський. Ці розломи розчленовують, в цілому моноклінальне, залягання верств південного Донбасу на окремі блоки. Вздовж розломів виявлене також загальне переміщення мас з північних або північно-західних напрямків у південні або південно-східні; в окремих блоках спостерігаються значні відхилення від цих закономірностей. Богодухівський, Ясинівський і Італійський розломи падають на схід. Французький і Риківський падають на північний захід. Мушкетовський розлом падає на північ. Весь район між цими розломами ускладнений флексурними перегинами верств і дрібною місцевою складчастістю. Макіївська мульда становить один з визначних грабенів цього району. Опускання мас в її межах викликало витискання мас на її крилах і утворення численних дрібних порушень, на що звертав увагу О. О. Богданов (1947).

Зуївський купол. Зуївська антикліналь розміщена на схід — північний схід від Верхньокальміуського підняття. Вона являє собою коробкоподібне подняття між Кальміус-Торецькою улоговиною на заході — північному заході, Макіївською мульдою на півдні і Чистяківською мульдою на півночі. Вісь її простягається в субширотному напрямку, з заходу — північного заходу на схід — південний схід. Склепіння Зуївської антикліналі плоске, крила її круті, нагадують більш флексури, ніж моноклінали складок. Морфологічні особливості коробкоподібної Зуївської антикліналі більш відповідають за формою структурам облямовання піднятих блоків, або некомпетентних складок, ніж структурам, утвореним тангенціальним тиском. Структура купола ускладнена насувом на його північно-західному крилі.

Амвросіївський купол. Це також складне підняття, в будові якого беруть участь нижньокам'яновугільні відклади. Купол лежить у зоні антиклінального перегину верств південного крила Донецького кряжа, що простягається звідси на південний схід аж до долини р. Вел. Несвєтаю. В районі Амвросіївського купола розвинута складна система радіальних розломів. Один з головних розломів має меридіональне простягання. Вздовж нього виявлене значне переміщення верств. Взагалі для південної окраїни Донецького кряжа характерне простягання розломів, близьке до широтного, але часто виявлені скиди і поперечного, південно-західного простягання. З розломами в східній частині Південно-Донецької антиклінальної зони пов'язані численні відслонення вивержених порід, особливо поширених в басейні Вел. Несвєтаю і Аюти.

Друга південна синкліналь. Крайні південні райони Донецького кряжа в зоні його зчленування з зануреною частиною Приазовського кристалічного масиву мають складну і недостатньо вивчену структуру. На протязі від долини Кальміусу до долини Тузлова кам'яновугільні відклади різко занурюються під крейду і третинні відклади. Розглянута раніш Південна антиклінальна зона з півдня прилягає до різкого синклінального залягання верств Південної синкліналі. Перегини, підняття осі по простяганню поділяють Південну синкліналь на окремі частини, які виділяються з заходу на схід під назвами *синкліналей Амвросіївської, Успенської* (південної) і *Голодаївської,* або Куйбишевської. Осі синклінальних складок дещо зміщені одна відносно одної. У Макіївської і Успенської синкліналей вони проходять північніше від осей Амвросіївської і Голодаївської складок. Структура Другої південної синкліналі дуже ускладнена численними розривами змінного, але переважно субширотного простягання. Більшість розломів падає на північ. Часом з розривами пов'язані відслонення вивержених порід.

Структурні особливості південного схилу Донецького кряжа досить яскраво простежуються в районі між долинами Кальміусу і Міусу. За даними Н. М. Баранової, на вододілі між Грузьким і Сухим Єланчиками верстви осадочних порід від крейди і вище падають на південь. У цьому

напрямку виявлений і похил кристалічного фундаменту, на який налягають крейдові відклади. Південніше Покрово-Киреевого занурення кристалічних порід дуже різке, на невеликому протязі воно перевищує 200 *м*. Вздовж північної околиці цього села в кристалічному докембрійському фундаменті виявлено западину, виповнену нижньокам'яновугільними відкладами, підошва яких невідома, середньо-верхньоюрськими відкладами і різко незгідно залягаючою на ній крейдою та палеогеном. Північніше, в районі сс. Баддя—Колоски, поверхня кристалічного фундаменту, на якому залягають крейдові відклади, знову піднімається. Таким чином з'ясовується, що зона зчленування південного Донбасу і Приазовського кристалічного масиву тут, як і західніше, має складну скибову структуру. Утворення Амвросіївської і Успенської (південної) синкліналей зумовлене наявністю западин у кристалічному фундаменті. З піднятими блоками останнього, на наш погляд, пов'язана також Південна антиклінальна зона, включаючи Зуївський і Амвросіїський куполи та їх продовження на схід.

Вік розломів у південно-східній частині доюрський, значно молодший порівняно з розломами Мокроволноваського району. Саме з цими розломами потрібно пов'язувати утворення вивержених порід у східних районах Донецького кряжа.

3. Північна частина Донецького кряжа. За геологічною структурою північна частина Донецького кряжа становить найбільш складний його район. Під цією назвою виділяється обширна територія, що простягається вздовж Дінця від гирла Торця на північному заході до гирла р. Гнилої на південному сході. З південного заходу район, про який іде мова, межує з областю куполової тектоніки, далі — з північно-східним краем Бахмутської улоговини та її південно-східним продовженням— Боково-Хрустальською синкліналлю. Складні дислокації на північно-східних крилах цих синкліналей належать у структурному відношенні до північного Донбасу. Південну межу цього тектонічного району становить Північна антикліналь, або, вірніше, Північна антиклінальна зона, що простягається з заходу на схід майже в широтному напрямку, на протязі понад 200 *км* — від ст. Чорнухино, на схід від Дебальцевого, до долини Дінця. В зазначених межах верстви кам'яновугільної системи, а в районах, прилеглих до долини Дінця,— крейдові і палеогенові відклади, виявляють складну дислокованість. Представлені тут тектонічні елементи дуже різноманітні і складні. Вони поєднані в невеликі системи характерні для окремих районів північної частини кряжа.

Найважливіші тектонічні елементи тут: 1) Північна антикліналь, 2) Перша північна синкліналь, 3) Друга північна антикліналь, або Північна зона куполової складчастості, і 4) Задонецькі синкліналі. В межах кожної з названих структурних зон представлена велика кількість елементарних структурних форм. Їх ускладнюють численні та значні розривні дислокації. В сумі вони утворюють дуже складну картину порушень, деякі сторони яких поки що недостатньо висвітлені.

Північна антикліналь. Це складний антиклінальний перегин верств, вісь якого простягається на протязі понад 200 *км* паралельно до Головного антикліналу. В центральній частині Донецького кряжа, в районі с. Щотового, вісь Північної антикліналі найбільш піднята і звідси поступово занурюється як на північний захід, так і на південний схід.

В геологічній будові Північної антикліналі бере участь весь середній карбон, світи якого C_2^1 і C_2^2 відслонюються в осьовій частині антикліналі. Спостерігається складне перегинання осі і утворення в зв'язку з цим цілої системи другорядних складок, осьові площини яких розміщені паралельно до осьової площини головної складки. В західній частині, прилеглій до ст. Чорнухино, Північна антикліналь утворює цілу

систему антиклінальних і синклінальних складок, розміщених одна по одній у вигляді дуги, опуклістю обернутої на північ. Ця дуга своїм південно-західним краєм підходить майже під прямим кутом до осі Головної синкліналі. Північне крило Північної антикліналі ускладнене численними другорядними складками, що зливаються з складчастістю Північної зони Донецького кряжа. Південне крило антикліналі менш дисльоковане і становить більш-менш просту монокліналь.

У східній частині занурення осі Північної антикліналі починається східніше ст. Щотове. Далі на схід вісь складки загинається опуклі-

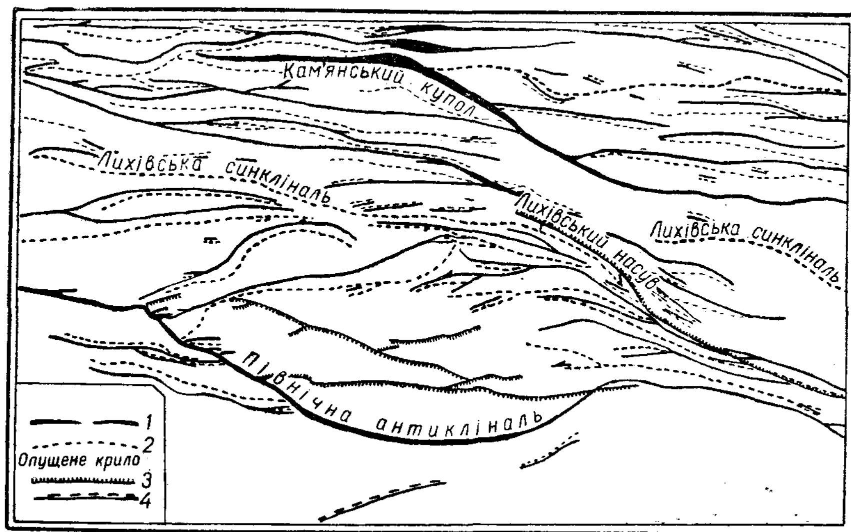


Рис. 93. Схема тектоніки Лихівського району (за П. І. Степановим).
1 — осьові лінії антикліналей; *2* — осьові лінії синкліналей; *3* — насуви; *4* — флексури.

стю на південь і найбільш занурюється в районі ст. Лихої. В місці загину на південному крилі виявлена значна кількість другорядних складок та розривів, з яких окремі продовжуються і на північне крило. Район найбільшого занурення осі облямовує система невеликих складок, розміщених дугою, опуклою на північ. На схід, між ст. Лихою і долиною Дінця, вісь Північної антикліналі сильно піднімається. Тут розміщена група стиснутих антиклінальних складок, ускладнених розривами. Один з найбільших серед розривів—*Лихівський насув* (рис. 93). Далі на схід, на продовженні Північної антикліналі, містяться дві, ускладнені другорядними складками, антикліналі, на які наче ділиться Північна антикліналь. Ці складки з півночі і з півдня обходять Краснодонську (або Катерининську) улоговину.

П е р ш а п і в н і ч н а с и н к л і н а л ь. Північніше Північної антикліналі Донецького кряжа проходить досить широка зона прогину, відома під назвою Першої північної синкліналі. Будова її дуже складна. Вона об'єднує систему синклінальних складок, поділених антиклінальними перегинами, і видовжена майже в широтному напрямку. Осі складок зміщені одна відносно одної, по простяганню вони часто розгалужуються. З заходу на схід розміщаються складки: Селезнівська, Штерівська, Оріхівська, Медвежинська, Лихівська, Білокалитвенська та ряд синклінальних прогинів на її продовженні в східній частині Донецького кряжа — синкліналі Жирновська, Ісаєвська і Фомінська. Східна частина Донецького кряжа в Первозванівському районі має особливо складну будову, до деталей висвітлену П. І. Степановим. У басейнах рр. Луганчика, Вел. Зубрієвої, Мечетної і Вел. Медвежої він ви-

діляє *синклінальні складки Зубріївську, Сімейкинську, Первозванівську, Краснодонську, Оріхівську, Медвежинську* та ін., поділені розміщеними між ними антиклінальними складками і розривами, серед яких найбільші насуви — *Криворізький, Краснодонський і Оріхівський.*

П і в н і ч н а с к л а д ч а с т а з о н а, а б о р а й о н к у п о л о в о ї т е к т о н і к и Д о н е ц ь к о г о к р я ж а. Північний район Донецького кряжа має дуже складну структуру, головні риси якої становить система коротких, переважно куполоподібних, антиклінальних складок, що утворюють Північну складчасту, антиклінальну зону Донецького кряжа. Ця зона простягається вздовж долини Дінця від гирла Торця до гирла рр. Калитви—Гнилої. Північна антиклінальна зона утворює плоску дугу, опуклістю обернуту на південь — південний захід. Крім складок, в будові її велику роль відіграють численні насуви, значення яких висвітлив В. С. Попов.

У числі окремих найважливіших тектонічних елементів північної частини Донецького кряжа відзначаються: *Кремінська антикліналь, Торсько-Шандриголовська складка, Лисичанський купол, Серебрянська мульда, Матроський, Голубівський і Первомайський куполи, Голубівська синкліналь, Павлівська (Калинівська) синкліналь, Алчевський купол, Черкаська, Селезнівська і Успенська (північна) синкліналі, Брянська антикліналь, Брянська синкліналь, Гончарівська антикліналь, Криворізька синкліналь, Борисівська антикліналь, Іллічівська синкліналь, Максимівська антикліналь, Ірмінська синкліналь.* У північно-східній частині цього району виявлені значні за розмірами *синклінальні* складки—*Краснодонська, Зарічна, Дуванна.* Між Дуванною і Гундоровською синкліналями піднімається *Ізваринський купол.* Ще далі на схід розміщена *Говєйна синкліналь.*

В. С. Попов (1936) прийшов до висновку, що в структурі північної частини Донецького кряжа істотну роль відіграють структури ларамійського часу. За його даними, це переважно брахіантиклінальні куполоподібні складки, які розміщаються дугами, що зберігають основне простягання складок Донецького кряжа. Ларамійські структури у східній і західній частинах складчастої зони ховаються під відклади крейди. Продовження складок безсумнівне по долині Дінця, на ділянці між гирлом Айдару на схід до сс. Гусєва і Ілюхина, де відслонюються кам'яновугільні відклади. Зважаючи на те, що в північному Донбасі складчастими є післякам'яновугільні відклади, час утворення цих дислокацій Попов відносить до ларамійського тектогенезу. Антикліналі цих ларамійських складок розміщені на крилах антикліналей карбону. Синкліналі ж пізнішого утворення вкладені в синкліналі кам'яновугільних відкладів. Складчастість у північній частині Донбасу, на думку Попова, згасає на північ. Про це свідчить збільшення в цьому напрямку віддалі між складками.

Описані складчасті структури на північних схилах Донецького кряжа, які розміщені на крилах антиклінального склепіння, очевидно, утворилися не в окрему фазу тектогенезу, а являють собою структури облямовання, у формуванні яких головну роль відіграла сила ваги, активізована тектонічними коливальними рухами. З розвитком цієї генерації деформацій потрібно пов'язувати утворення і відомих «брекчій» у східній частині Донбасу.

В структурі північної частини Донецького кряжа велику роль відіграють розломні дислокації, зокрема насуви. В Лисичанському, Мар'ївському та Алмазному районах площі насувів, за спостереженнями В. С. Попова, в більшості ховаються під крейду. Головні насуви мають велике простягання. Вони переважно субширотні, в найбільших з них маси насунуті з півдня на північ. Криворізький і його продовження — Краснодонський насув простягається від району Алмазної на заході до Сороки і далі на сході. Північніше від нього проходить полі-

морфний Алмазний насув. Він починається кількома розгалуженнями на заході біля станції та села Мар'ївки, що з'єднуються в районі Голубівки, і далі простягається на схід — південний схід, утворюючи кілька розгалужень, до Верхньої Дуванки. На північний захід від Алмазного насуву проходить система Мар'ївського і далі Лисичанського та Північно-Донецького насувів. Мар'ївський насув проходить через Серебрянку на заході до Черкаського на сході, а Лисичанський — від Кремінської антикліналі до північної частини Голубівки — Нижнього. Всі головні насуви північної частини Донецького кряжа поєднані з зонами антиклінальних піднять. Значна кількість антиклінальних складок у своєму походженні пов'язана з насувами або являє собою завороти розірваних верств у процесі переміщення розірваних частин. В. С. Попов вважає, що переміщення верств головних насувів у північній частині Донецького кряжа досягає 15 *км.*

Криворізький і Алмазний насуви розчленовують кам'яновугільні відклади. Розміщення їх узгоджене з складчастістю палеозою, з якою вони є синтектонічними утвореннями. Порушені цими насувами верстви перекриваються крейдовими відкладами, які не порушені. Мар'ївський насув, на думку Попова, теж вариського віку, але постумні рухи в його межах наче проявлялись у кимерійську і ларамійську фази складчастості. Після ларамійського горотворення цей насув не оновлювався. Самий північний з північно-донецьких насувів, вважає Попов, в основному утворився у ларамійську фазу складчастості, а постумні рухи проявились у ньому в савську фазу альпійського орогенезу, в постолігоценовий час.

Насування мас по площинах головних насувів відмічається з півдня на північ. Воно одночасно супроводилось підсуванням лежачих крил з півночі на південь. Похил площин насувів вимірюється, за В. С. Поповим, у 10—60°.

Заслуговує особливої уваги переміщення мас у північній частині Донецького кряжа в північному напрямку. Його слід порівнювати з переміщенням їх на південних схилах Головного антикліналу переважно в південному напрямку. Ці особливості закономірні для розвитку структури синклінорiїв субгеосинклінальних областей, внутрішня тектоніка осадочних товщ у яких розвивалась залежно від переміщень окремих блоків фундаменту.

Задонецька синклінальна зона. Задонецька область північних схилів Донецького кряжа має складну структуру. Положення її в межах південно-західної частини Російської платформи ще недостатньо висвітлене. За уявленнями Д. М. Соболєва (1939), весь цей район належить до Північно-Донецького каналу, який простягається від Дніпровсько-Донецької западини на південний схід вздовж північних схилів Донецького кряжа.

Думки Д. М. Соболєва розвивав далі Й. Ю. Лапкін, що вважав можливим говорити про Переддонецький прогин, виходячи з загальних уявлень про геосинклінальне походження Донецької складчастої побудови і неодмінної наявності в ній передового прогину. Ці уявлення знайшли також відбиток у структурній схемі Дніпровсько-Донецької западини Й. Ю. Лапкіна, С. Є. Черпака і М. В. Чирвінської (1952).

На наш погляд (Бондарчук, 1955), північна зона зчленування Донецького кряжа з південно-західними схилами Воронезького масиву являє собою затоку Дніпровсько-Донецької западини на південний схід, її реліктовий канал, виповнений переважно крейдовими відкладами. Це не передовий прогин у звичайному, загальновживаному розумінні цього слова, а локальна западина в кристалічному ложі південного заходу Російської платформи, що належить до системи Дніпровсько-Донецької субгеосинклінальної зони розломів. Формування розломних дислокацій у цій зоні посилилося в юрський час, подібно до

того, як це мало місце і на південних схилах Донецького кряжа. Подальші занурення супроводились виповнюванням зони опускання відкладами переважно крейдової системи і палеогену. Кристалічний фундамент в області Задонецької синклінальної зони протягом пізнього палеозою був значно піднятий проти положення його в зоні Донецького кряжа. На ньому відкладалися верстви карбону іншого складу, більш платформеного, ніж субгеосинклінального типу. Розмежування цих фацій проходить десь у напрямі течії Дінця, долина якого міститься в межах найбільш рухомої зони.

Блокова структура кристалічного фундаменту в Задонецькій синклінальній зоні позначається на структурі виповнюючих осадочних товщ і просторовому розміщенні її тектонічних складових елементів. Наявність деяких з останніх відзначив В. З. Єршов (1954), який виділяв між Луганськом і Суходолом ряд синкліналей — Луганську, Красну, Ново-Світлівську, Петрівську, Суходільську, в межах яких проходять Алмазний, Мар'ївський і Північнодонецький розломи.

Загальна структура Задонецької синклінальної зони узгоджена з прилеглими структурами. Вона простягається з північного заходу на південний схід. З північного сходу вона обмежована зануреним краєм Воронезького кристалічного масиву, який простягається на південний схід у напрямку Куп'янськ—Біловодськ. З цим краєм пов'язується різкий перегин у заляганні верств осадочних порід, що відбиває глибинні розломи. Вісь Задонецької синклінали по простяганню виявляє значне занурення, ускладнене місцевими підняттями, з якими пов'язані антиклінальні перегини верств, що поділяють цю синклінальну зону на окремі западини і антиклінальні підняття. З північного заходу на південний схід до цих тектонічних елементів належать синклінали: *Балаклійсько-Зміївська, Краснооскольська, Луганська і Айдар-Деркульська.* Між цими синкліналями антиклінальні перегини верств мають близьке до меридіонального простягання. Їх виділив М. П. Балуховський: між Балаклійсько-Зміївською і Краснооскольською синкліналями—*Куп'янсько-Петрівське підняття,* між Краснооскольською і Луганською синкліналями — *Сватово-Торське підняття,* в східній частині Луганської синклінали виявлене *Деркульське підняття.* Територія на південний схід від долини Айдару досліджена ще недостатньо. На північ від Луганська, у Луганській синклінали, виявлене дуже значне занурення кристалічного фундаменту — більш як на 6000 *м.* Можна твердити, що вся територія між пониззями рік Айдар — Деркул — Глибока — Калитва характеризується дуже глибоким зануренням кристалічного фундаменту.

В цій *Айдарсько-Калитвенській западині* розвинута потужна осадочна товща, яка своїм складом нагадує осадочні товщі Дніпровсько-Донецької западини, включаючи і соленосні товщі девонської системи. Тому припущення М. П. Балуховського про наявність соляної тектоніки в басейні р. Глибокої, на нашу думку, цілком обгрунтоване і заслуговує на пильну увагу.

Структура осадочних товщ Задонецької геосинклінальної зони, зокрема структура Луганської і Айдарсько-Калитвенської западин, ускладнена наявністю антиклінальних, куполоподібних, структур, видовжених з північного заходу на південний схід. Велика кількість цих структур простежується в порушеннях залягання верств середньої юри та верхньої крейди. В північно-західній частині Задонецької синклінальної зони М. П. Балуховський серед таких структур перелічує Чугуївську, Новоолександрівську, Куп'янську, Балаклійську, Голубівську, Тернівську, Карлівську, Первомайську, Макіївську (північну), Червоно-Попівську, Лозівсько-Шульгінську, Білокуракинську, Ново-Айдарську та в басейні Деркулу—Астахівську і Комишеваську. Особливості тектоніки Задоне-

цької синклінальної зони є ще одним з доказів нерозривного зв'язку її з структурою Дніпровсько-Донецької западини.

4. Північно-західні схили Донецького кряжа. Область куполової тектоніки. Область куполової тектоніки на північно-західних схилах Донецького кряжа вперше була відзначена Д. М. Соболевим (1939). Дальша характеристика цієї області дана нами в 1955 р. Область куполової тектоніки щодо її структури є перехідною між Донецьким кряжем і Дніпровсько-Донецькою западиною. Вона лежить на захід від лінії, що простягається з південного заходу на північний схід у напрямку Волноваха—Доля—Ясинувата—Горлівка—Попасна — Лисичанськ . Структурно, в схемі, це відповідає східним крилам Бахмутської і Кальміус-Торецької улоговин. Західна межа області куполової тектоніки Донецького кряжа менш виразна. В міру занурення палеозойських і мезозойських відкладів на північний захід м'якшають структурні і геоморфологічні риси, що поділяють Донецький кряж і Дніпровсько-Донецьку западину. Тому східна межа перехідної області куполової тектоніки проводиться через крайні західні, тектоорогенічно виявлені, тобто відбиті в рельєфі, структури між Лозовою і Змієвом, або повододілу Дінця і Орелі.

В геологічній будові всієї обширної області куполової тектоніки беруть участь відклади палеозойського, мезозойського і кайнозойського віку. Юрські відклади мають змінний літофаціальний склад, що значною мірою залежить від структури субстрату, на який вони накладені, і антиклінальних піднять, які вони облямовують. Це в першу чергу відноситься до коралово-рифових вапнякових фацій верхньоюрських відкладів на північно-західних окраїнах Донецького кряжа. Крейдові відклади в області куполової тектоніки, так само як палеогенові, помітних порушень залягання верств не виявляють. У переважній більшості вони накладені на дисльоковані товщі підстелюючих формацій. Оскільки останні мають яскраво виявлений тектонічний рельєф, законсервований під накладеними на нього товщами, то за підошвою останніх можна добре уявляти тектоніку підлеглих товщ. Порушення залягання всієї потужності осадочних товщ спостерігаємо в районах солянокупольних структур, як Слов'янської, Кремінської, Корульської, Петрівського купола тощо.

Загальні структурні особливості області куполової тектоніки північно-західної частини Донецького кряжа характеризуються такими рисами.

Лінійна північно-західна видовженість донецьких структур у напрямку Дніпровсько-Донецької западини швидко згасає. Головний антиклінал — найбільш характерна структура Донецького кряжа — на північний захід від Дружківсько-Костянтинівської складки швидко виположується. Слабкий перегин верств карбону на його продовженні простежується далі в напрямку на Барвінкове. На цьому напрямку розміщається підняття верхнього карбону в районі Ново-Мечебилівки. Західніше цього району проявляються вже структури Дніпровсько-Донецької западини.

Південно-західне крило Кальміус-Торецької улоговини між Красноармійським і Лозовою виположується і являє собою моноклінель з північно-східним падінням верств. Ця моноклінель ускладнена численними розломами, з якими пов'язані перегини верств у верхніх горизонтах осадочної товщі. В районі Лозова—Барвінкове виявляються складні дислокації верств у вигляді Лозівської, Ново-Бахметьєвської і Гаврилівської відомих структур. Із значними розломами в цьому районі була, очевидно, пов'язана вулканічна діяльність.

Східна частина області куполової тектоніки прилягає до північно-західної частини Північної антиклінальної зони Донецького кряжа. На північному заході в районі гирла р. Красної вона закривається Сватово-Торським підняттям, а далі — північно-західною частиною Задонецької синклінальної зони. Таким чином, встановлюється, що головна територія куполової тектоніки західних схилів Донецького кряжа відповідає осьовій зоні Дніпровсько-Донецької западини, що на південний схід продовжується в Бахмутську улоговину. Саме це пояснює тотожність структури соляних куполів Дніпровсько-Донецької западини і північно-західних окраїн Донецького кряжа.

В північно-західній частині кряжа, в області куполової тектоніки, виявлена значна кількість структур, описаних в працях О. О. Борисяка, Д. М. Соболєва та ін. За даними М. П. Балуховського, в цій області найголовнішими антиклінальними підняттями є: *Ново-Мечебилівська антикліналь, Панютино-Гаврилівське підняття, антикліналі Рудаївська і Волвенківська, куполи Петрівський, Комишуваський, Корульський, Слов'янський, Краснооскольський, антикліналі Шебелинсько-Сухокам'янська, Шебелинська, Олексіївська, Червоно-Донецька, Співаківська* та інші. В ядрах Корульського, Краснооскольського, Куп'янського, Комишуваського, Петрівського, Слов'янського куполів залягають соляні штоки. В кам'яних шапках деяких з куполів відомі вулканічні породи та девонські вапняки. Осадочні відклади в районі куполів сильно порушені, розчленовані системами розломів, що пов'язані з активними висхідними рухами соляних мас.

Інший тип структур в області куполової тектоніки північно-західної частини Донецького кряжа становлять *пологі антиклінальні підняття*, що виявлені у верхньопалеозойських і молодших наверствуваннях. До числа таких структур, зокрема, належить *Шебелинська* антиклінальна складка. Перегин верств в її межах незначний, не перевищує 8—10° на крилах. Крутішим є падіння крил глибинних частин структури, складених верствами палеозойського віку. Пізніші наверствування, починаючи з верхньої юри, залягають майже горизонтально. Розміри пологих антиклінальних складок звичайно значні. Шебелинська складка, наприклад, має 27 *км* довжини і близько 7 *км* ширини. В утворенні пологих антиклінальних перегинів верств в області куполової тектоніки і на окраїнах Донецького кряжа взагалі переважну роль відігравали коливальні рухи і, в деякій мірі, також ущільнення осадків в процесі їх занурення на значні глибини.

Розвиток структури Донецького кряжа

Будова Донецького кряжа і характер наверствування осадочних товщ, представлених в його межах, склалися за багатофазних тектонічних рухів. Останні розглядалися як звичайні орогенічні фази, що розвивалися в умовах Донецького кряжа як геосинклінальної структури. Під таким кутом зору тектоніку кряжа розглядали П. І. Степанов, М. М. Тетяєв, А. Д. Архангельський, В. С. Попов, М. П. Балуховський, Й. Ю. Лапкін, В. З. Єршов. Близьких поглядів на розвиток Донецького кряжа дотримувалися Д. М. Соболєв і М. С. Шатський. Ряд дослідників, услід за П. І. Степановим, вважає, що в утворенні складчастої побудови кряжа позначилося п'ять орогенічних етапів. Перший етап припадає на пізній девон — перм; другий відноситься до герцинського орогенезу, фази якого — астурійська, саальська, або уральська, і пфальцька — проявилися в Донбасі. Третій етап становить кімерійське горотворення від пізньої юри до сеноману. Далі виділяються фази альпійської орогенії — ларамійська, між пізньою крейдою і початком третинного періоду, савська — післяеоценова, і післяпонтична фази. М. П. Балуховський твердить про наявність на Донецькому кряжі таких орогенічних фаз: передтріасової, передпізньотріасової, передранньобайоської (донецької), передранньокрейдової, передпізньокрей-

дової, передпалеогенової (ларамійської), передпліоценової (піренейської) та передчетвертинної (ронської).

Отже, більшість дослідників пов'язує розвиток складчастої структури Донецького кряжа з тектонічними рухами герцинського і альпійського орогенезу і відзначає певний вплив на його структуру кімерійської орогенічної фази. Відзначається, що складчасті структури Донецького кряжа виникли внаслідок тангенціальних зусиль, викликаних рухами Приазовського кристалічного масиву в північному напрямку. Розбіжність поглядів зводиться лише до різної оцінки цих рухів. Як відомо, М. М. Тетяєв вважав, що тектоніка кристалічного щита і осадочних порід на ньому цілком гармонійна і виникла в процесі формування подвійної складки, яка включає антикліналь — Український кристалічний щит і синкліналь — Дніпровсько-Донецьку западину та Донецький кряж. Л. Лунгерсгаузен (1941) пояснював утворення донецьких складок як результат поштовху, пов'язаного з горотворенням в альпійській геосинклінальній зоні і переміщень, внаслідок цього, окремих частин щита, зокрема Приазовського масиву.

Принципово іншої думки про тектоніку Донецького кряжа дотримується О. О. Богданов (1947). Він відзначає, що головною особливістю складчастості кряжа є локальність поширення її в окремих зонах і збільшення інтенсивності її виявлення з віддаленням на північ від Приазовського кристалічного масиву. За Богдановим, зона інтенсивної дрібної складчастості на північному Донбасі співпадає з смугою від'ємних аномалій сили ваги, що є продовженням аномалій осьової частини Дніпровсько-Донецької западини. На цій підставі Богданов вважає, що на глибині під Північною антиклінальною зоною дрібної складчастості Донецького кряжа існує потужна товща кам'яної солі девонського віку, яка поступово виклинюється на південь, в бік Головного антикліналу. На його думку, переміщення потужних кам'яновугільних товщ на північ сталось по пластичній масі девонської кам'яної солі. Тому складчастість північного Донбасу повинна мати неглибоке залягання і розвивається незалежно від характеру деформацій кристалічного фундаменту. Тангенціальні напруження, що викликали утворення складок Донецького кряжа, виникли в результаті вертикальних переміщень кристалічного фундаменту платформи — піднять Українського кристалічного щита і занурення Дніпровсько-Донецької западини.

Утворення розломів виявилось у формуванні коробчастих складок в зоні Південної антикліналі, а комбінація радіальних і тангенціальних напружень зумовила своєрідну будову Південної і Головної антикліналей Донецького кряжа, в яких спостерігається витискування мінеральних мас з осьових частин синкліналей до антикліналей. Розвиток тангенціальних напружень в зоні поширення соленосних відкладів зумовив утворення своєрідних деформацій на північних схилах кряжа і, можливо, з цим пов'язане «омолоджування» складкотворних процесів вздовж північних його схилів.

Прогресивні уявлення О. О. Богданова про розвиток структури Донецького кряжа, на наш погляд, більш за всі інші припущення близькі до дійсності.

Необхідно уточнити ряд важливих питань щодо загального положення Донецького кряжа в структурі Дніпровсько-Донецької ровоподібної западини, послідовність розвитку його структури в цілому і окремих тектонічних елементів.

Виходячи з морфології складчастих складових частин кряжа слід припускати, що фундамент його має скибову будову. Домінантні в його структурі субширотні, загальні для Дніпровсько-Донецької субгеосинкліналі, поздовжні розломи. Глибина занурення частин кряжа в областях складчастої і куполової тектоніки різна. Відносно підняті блоки

кристалічного ложа відповідають положенню Головного антикліналу, Північної антиклінальної зони і зони південних антиклінальних складок. Виступи фундаменту в межах північної антиклінальної зони дрібної складчастості відхиляють осьову частину Дніпровсько-Донецької западини в межі Задонецької геосинклінальної зони і відокремлюють останню від складчастого Донецького кряжа. Таким чином, крайове положення північної антиклінальної зони дрібних складок Донецького кряжа змушує вбачати в них деформації, викликані саме рухами глибинного фундаменту, а не навпаки, як думав Богданов; це структури облямовання, які так широко виявлені в Дніпровсько-Донецькій западині. При цьому не виключається наявність серед антиклінальних складок солянокупольних структур, особливо в районі зчленування Донецького кряжа з Задонецькою синклінальною зоною.

Власне донецька складчастість, найбільш імовірно, як припускав і О. О. Богданов, формувалась в результаті комбінованого впливу радіальних і тангенціальних напружень, складних переміщень скиб фундаменту, за яких ішло витискування мас з синклінальних зон занурення в прилеглі антикліналі і загальне зміщення Донецького кряжа в північному напрямку, до зони найглибшого — 5—6 *км* — занурення кристалічного фундаменту.

Найважливішими етапами в утворенні складчастого спорудження синклінорію Донецького кряжа, на нашу думку, були етапи найвизначніших тривалих занурень та менш тривалих піднять, що відбувалися в умовах коливальних рухів і на тому чи іншому етапі геологічної історії Донецького кряжа ставали переважними. Це видно з таких зіставлень:

Опускання	Підняття
Етапи	
1. Пізньодевонсько-пермський	I. Герцинський — астурійська, уральська і пфальцька фази.
2. Середньоюрський	II. Кімерійський — пізньоюрський — досеноманський
3. Пізньокрейдово-ранньопалеогеновий	III. Альпійський (савський) — післяеоценовий
4. Міоценовий	IV. Післяпонтичний (ронський)
5. Плейстоценовий.	

Великі занурення в Дніпровсько-Донецькій западині за пізньодевонсько-пермського етапу завершились оформленням її як субгеосинкліналі. В Донецькій частині цей етап завершився, в основному, утворенням осадочних комплексів, які беруть участь в будові Донецького кряжа. Для першої половини пізньодевонсько-пермського етапу опускань характерна посилена вулканічна діяльність в межах всієї Дніпровсько-Донецької субгеосинкліналі. До цього часу належать вулканогенні утворення на південному схилі Донецького кряжа, в брекчіях кам'яних шапок на Слов'янському, Петрівському і інших куполах в області куполової тектоніки.

В складному ході розвитку геологічної будови Донецького кряжа за першого етапу в його надрах утворилися соленосні формації девонського й ранньопермського віку та його знамениті вугленосні товщі.

Пізніші підняття за герцинського етапу горотворення на Донецькому кряжі супроводилися встановленням тривалої епохи континентального розвитку. На цей час припадає підняття деформованих в процесі тривалих занурень верствуватих мас і визначення головних рис тектоніки карбону та складчастої побудови кряжа в цілому.

Другий в історії тектоніки Донецького кряжа—середньоюрський—етап занурень розвивався постумно, успадковуючи основні напрямки слабини. Седиментація осадків в пізніші віки накладалась на вже створене структурне мереживо, вплив якого позначився на розподілі потужностей, на закономірностях зміни фацій і деформацій верств верхньоюрських і молодших відкладів. У середньоюрський етап знижень у межах Дніпровсько-Донецької западини і Донецького кряжа відживились старі і розвинулися нові велетенські розломи і насуви, особливо в північній його частині; з ними пов'язується новий етап вулканізму. Вулканогенні породи цього часу відомі, поки що, в районі Лозової. Вулканічні вивержені маси виявлені в районі Одеси, на Тарханкуті, в Ново-Олексіївці. Немає сумніву в тому, що сліди юрського вулканізму будуть виявлені і в інших районах. Саме з юрським вулканічним етапом ми пов'язуємо утворення жил та місцевих інтрузій в кам'яновугільних відкладах кряжа.

Подальші етапи тектонічної історії Донецького кряжа виявились у зміні фацій осадочних товщ, у розвитку нових деформацій, в ускладненні давніших структур і в закономірному розміщенні молодших нашарувань та пов'язаних з ними корисних копалин.

РОЗДІЛ X

КРИМ

1. ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА

Кримський півострів розміщений на крайньому півдні території Української РСР. Його гірські кряжі становлять окрему ланку в системі Кавказько-Кримсько-Карпатських гірських споруджень альпійської геосинклінальної зони. Рівнинна частина Криму лежить в границях передгірного прогину. Структурні межі Криму є одночасно його географічними межами. З півдня і заходу Кримський півострів омиває Чорне море. На сході Керченська протока відокремлює його від Таманського півострова. На північному сході Кримської області лежить Азовське море. Його затока Сиваш, або Гниле море, і Каркінітська затока Чорного моря обмежовують Кримський півострів з півночі. Вузький Перекопський перешийок з'єднує Кримський степ з Перекопським.

Рельєф Кримської області дуже складний. Головні риси його орографії зумовлені геологічною структурою. Денудаційні форми, що залежать від складу гірських порід, дуже різноманітні.

Особливості природи Криму виявляються вже за Перекопом. Низинна рівнина степу піднімається над водами Сиваша невисоким, в кілька метрів, уступом. У більш-менш віддаленій перспективі водні і степові простори наче зливаються. Береги заток і озер Сиваша облямовані широкими смугами, вкритими сіллю.

На південь від Сиваша поверхня Криму має вигляд цілковитої рівнини. На десятки кілометрів навкруги простягається полиновий степ. З наближенням до Тарханкутської височини і південніше поверхня Кримського півострова повільно піднімається. Підняття продовжується до гребеня Кримських гір, які різко обриваються до Чорного моря (рис. 94).

В центральній частині Північного Криму, на широті Тарханкуту, рівнина має підвищення і втрачає свої первинні риси. Корінні породи виступають тут на денну поверхню, і вся місцевість набуває вигляду денудаційної рівнини, утворюючи окремий геоморфологічний район — *Тарханкутський.* Рельєф його відзначається різкішими рисами, більшою різницею висот у порівнянні з прилеглою первинною рівниною. На південний захід, до Євпаторійської затоки, і на схід, до Азовського моря, Тарханкутська височина знижується і непомітно зливається з *Альминським* і *Приазовським пониженнями.* Ще далі на південь поверхня Степового Криму підвищується, більш розчленовується долинами близького до меридіонального напрямку, набуває горбастого вигляду. Ці риси особливо яскраво виявлені на *Сімферопольській височині.* Північна рівнинна зона Криму непомітно зливається з зоною

передгір'я, або куест. Приазовський район первинної рівнини поширюється на південь до узбережжя Чорного моря проти Феодосійської затоки. Вузький перешийок тут відділяє окремий геоморфологічний район Керченського півострова від Криму.

Керченський півострів має обернений (інверсійний) рельєф і вигляд горбастої рівнини. В північній частині його поверхня більш підвищена і розчленована. Тут піднімаються гривки корінних порід і окремі горби, видовжені майже в широтному напрямку. Склепіння антиклінальних складок повсюдно розмиті. Тепер на їх місці поширені пониження і, нерідко, озерні улоговини. Серед цих елементів рельєфу часто височать конуси грязьових вулканів. Поверхня південної частини Керченського півострова більш спокійна.

В рівнинній північній частині Криму загальні підняття поверхні не перевищують 200 *м* над рівнем моря.

Передгір'я Криму мають вигляд куест з пологим зовнішнім, або північним, та крутим внутрішнім, південним, схилами. Вони приурочені до

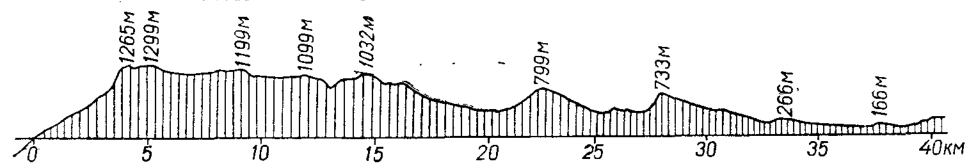


Рис. 94. Топографічний профіль через Кримські гори.

районів з моноклінальним заляганням верств. Зона Кримських куест зовні, з півночі, облямовує Кримські гори. Більш чи менш виразно куести простягаються від Севастополя на заході до Феодосії на сході.

В зоні куест виділяються дві гряди Кримських гір — зовнішня, або третя, і внутрішня, або друга, якщо рахувати їх з півдня на північ, бо першу гряду становлять власне Кримські гори.

Гребені куест в зоні передгір'я піднімаються майже до 800 *м* над рівнем моря. Самі куести утворені товщами вапняків. Схил по падінню верств виположений, знерівнений численними ярами і верхів'ями балок. Голови їх прямовисно обриваються. Урвища-скелі тим вищі, чим більш потужні верстви вапняку, що складають куесту.

Гряди куест відмежовують одне від одного пониження, в яких розміщені долини поздовжніх річок. Останні невеликі і здебільшого не мають постійної течії води. Поперечні річки, що стікають з першої гряди Кримських гір, і численні балки мають антецедентні долини прориву, здебільшого у вигляді ущелин. Схили долин в куестах часто ускладнюють численні карнизи стійкіших порід, іноді обширні структурні (денудаційні) тераси, місцями карстові форми.

Біля підніжжя третьої гряди Кримських гір проходить межа степової та лісової рослинних зон Криму. На північ простяглися степові простори північної його частини. Основну рису їх становлять обширні колгоспні поля, господарства радгоспів, сади й виноградники. Незаймані ділянки рівнин північної частини Криму часто зустрічаються ближче до Перекопу і в приморських районах. Ближче до Сивашів переважає рослинність полиново-солянкова і місцевість має ознаки напівпустині. Далі на південь полиновий степ стає багатшим на рослинність. Разом з полином ростуть різні трави і зілля. За рослинними асоціаціями виділяють ділянки ковилово-полинового, ковилово-різнотравного і різнотравного степу.

На Кримських куестах поширений нижчий ярус лісової зони. Його характеризує широколистяна рослинність. Переважають чагарникові форми пушистого дуба, дрібнолистого граба. Зустрічаються ясен, липа, клен, ліщина, шипшина, густе плетиво ліан, місцями зарості сосни.

Барвиста зелень дерев на фоні сірих вапнякових скель або білих крейдових мергелів місцями створює чарівні пейзажі.

Перша гряда, або власне Кримські гори, від куестової зони відмежована пониженням. Далі північний схил гір швидко крутішає і переходить у плосковершинні висоти Головного хребта.

Морфологічні особливості головної гряди Кримських гір визначають потужні верстви юрських вапняків, які утворюють броньований рельєф, обширні структурні високорівні. Глибокі поперечні долини розчленовують Кримські гори на окремі частини — *яйли*, в переважній більшості з плосковершинним рельєфом. Злегка похилі на північ, яйли найбільш підвищені в південних, обернутих до Чорного моря, частинах. Там вони утворюють урвища в кілька сот метрів височиною, які нависають над південним берегом Криму і становлять найхарактернішу рису рельєфу Кримських гір.

Для Кримської Яйли характерне також велике поширення карстових форм поверхні. За загальними особливостями кримський карст належить до середземноморського типу. Серед поверхневих форм карсту дуже поширені карстові лійки, каррові поверхні і т. ін.

Головна гряда Кримських гір поширена від мису Айї на заході до мису Іллі недалеко Феодосії. Загальна довжина її близько 150 *км*. На цьому протязі гори то розширюються, то звужуються. Пониження поділяють її на окремі частини. В районі г. Куш-Каї Яйла обривається до Чорного моря урвищами в 694 *м* висотою, біля м. Айї — в 557 *м*. Далі на північний схід гори підвищуються, знижуючись в районі с. Байдарів. Серед столових масивів західної частини Кримських гір найвища Ай-Петринська яйла. Її верховина Ай-Петрі піднімається на 1233 *м* в. р. м. На схід Ай-Петринська яйла звужується і значно підвищується. Частина її, що підноситься з півночі над м. Ялтою, зветься Ялтинською яйлою. Верховина *Лопата* в її межах досягає 1406 *м* в. р. м. Звідси висота Кримських гір на схід зростає. В районі сел. Нікіта Яйла сильно виступає на південь, утворюючи окремий масив — Нікітську яйлу. Найвища вершина Нікітської яйли Демір-Капу піднімається до височини 1540 *м*. Гурзуфський виступ відокремлює Нікітську яйлу від найвищої частини Криму — масиву Бабуган-яйли. Найвища вершина Кримських гір це Роман-Кош — 1543 *м* в. р. м.

На північний схід від Бабуган-яйли різко виступає Чатир-Даг. Його вершина Еклізі-Бурун — 1525 *м* в. р. м.— друга за висотою в Кримських горах. Чатир-Даг обмежований тектонічними розломами, до яких приурочені річкові долини. Цей масив різко виступає в рельєфі Кримських гір. На схід за Чатир-Дагом поширюються столові масиви Демерджі (1237 *м* в. р. м.) і округла, найбільша за площею, Карабі-яйла (1259 *м* в. р. м.).

На схід від Карабі-яйли столові масиви Кримських гір зникають. Останнє їх виявлення — г. Агармиш (723 *м* в. р .м.) — одиноко підноситься над північною околицею м. Старий Крим.

В східній частині Кримських гір потужних верств юрських вапняків немає, відсутні і властиві їм броньовані форми рельєфу. Головна гряда Кримських гір тут розпадається на численні хребти і гряди із звичайними для складчастих гірських побудов формами.

Південне узбережжя Криму має іншу від Яйли будову рельєфу. Воно займає нешироку смугу в 2—12 *км*, з півдня обмежену береговою лінією Чорного моря, а з півночі—урвищами гір. Тут поширені відклади таврійської флішової формації тріасо-юрського віку та вулканічні утворення. Район відслонень таврійської формації пересічений глибокими ярами, що від підніжжя гір до моря прорізують схили. На схилах відслонюються верстви піскувато-глинистих порід, що утворюють своєрідні урвища. Місцями рельєф ускладнений велетенськими зсувами. У зсувних ділянках часто зустрічаються велетенські відторженці юрських вап-

няків і невеликі вапнякові гори. Біля підніжжя урвищ часто зустрічаються нагромадження обвалених мас — кам'яні моря. Такі великі кам'яні «хаоси» відомі на схід від Алушти, в районі Алупки і в багатьох інших місцях. Вздовж підніжжя гір розміщені величезні осипища продуктів звітрювання.

Усе Південне узбережжя Криму, від Балаклави до Алушти, являє собою курортну місцевість. За роки радянської влади тут побудовані численні санаторії, розширені, прикрашені і перебудовані старі міста. Закріплені схили, згладжені нерівності, побудовані нові селища і міста. Насаджені тут виноградники, сади й парки надали Південному узбережжю нових привабливих рис, неперевершеної краси.

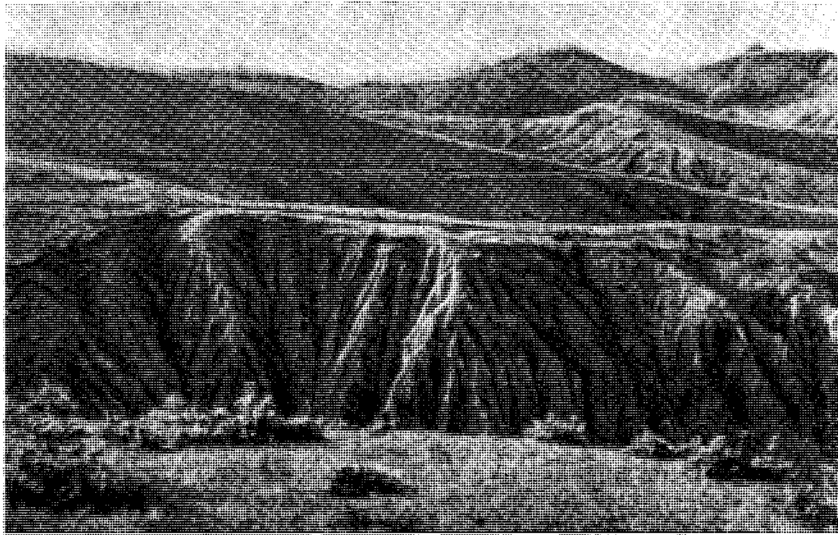


Рис. 95. Розчленований рельєф типу адирів, або бедленду. Тераси в районі Судака. Східна частина Південного берега Криму.

На схід від Алушти Південний берег Криму ширший. Урвище гір відступає від берега моря. Узбережжя, складене відкладами таврійської формації, дуже розчленоване. На значних просторах можна спостерігати риси геоморфологічних ландшафтів адирного (бедленд) типу, властивих напівпустинним місцевостям (рис. 95).

Вулканічні форми рельєфу в Криму дуже поширені. Вони відомі як на північних, так і на південних схилах гір. Особливо велике значення в будові рельєфу вулканічні форми мають на Південному березі. В одних місцях, як-от в районі Сімеїза, вулканічні породи утворюють м'якші нерівності, своєрідні округлі форми звітрювання, що виділяють вулканічний район серед навколишньої місцевості. В інших місцях велике геоморфологічне значення мають вулканноструктурні форми, як лаколіти і малі інтрузії. Величезними округлими підняттями виступають вони у складному рельєфі. Наявність вулканічних форм впливає на конфігурацію берегової лінії, як це можна спостерігати в районі Аю-Дагу і на схід від нього.

Особливо складні і різноманітні вулканогенні форми в районі Кара-Дагу. Вулкан юрського віку тут цілком зруйнований. Однак вулканогенні породи масиву в процесі їх руйнування утворили своєрідний ландшафт у цьому винятково мальовничому районі.

В краєвидах Гірського Криму велику роль відіграє рослинність. Характер її різний на північних схилах Яйли і на Південному березі Криму. На Яйлі має місце виразна вертикальна зональність рослинності. Нижній пояс становить широколистяна рослинність, у складі якої переважають чагарникові, дуб, ясен, клен, липа, граб тощо. Ці асоціації рослин поширені до висоти 600 *м* в. р. м. Схили височиною 600—1100 *м* вкривають букові ліси. Суцільні масиви букових лісів вкривають північні схили Яйли. На південних схилах на цьому рівні зустрічаються дубові гаї. Дуб займає майже дві третини площі кримських лісів. Букові і широколистяні ліси добре збереглися в басейні верхньої течії річок Качі і Альми. На верхніх частинах гірських схилів часто трапляються масиви соснових лісів. Особливо часто на південних схилах Кримських гір зустрічаються зарості кримської, або гірської, східносередземноморської сосни.

Верхній пояс рослинності в Криму вкриває схили на висоті 1300—1500 *м*. Там поширені високогірні луки і ялівцевий стланець. Такий характер рослинність має на плоскогір'ї Чатир-Дагу і на інших масивах Кримських гір.

Рослинність Південного берега Криму істотно різниться від рослинності Яйли. Вона має субтропічний характер і належить до формації середземноморського типу. Така рослинність відома під назвою *фригани*. В нижчих частинах схилів на Південному березі Криму поширений чагарниковий дуб з підліском з вічнозеленого зілля і півчагарників. На сухих безлісних ділянках типові зарості фригани представлені різноманітними травами і квітучим зіллям, як-от: каперси, асфоделіни, південна волошка, синяк, шавлія, астрагали, великий молочай тощо. Більшість рослин кримської фригани виявлена жорстокими, колючими, іноді густо опушеними, формами родин кошикоцвітих, губоцвітих, бобових, огірочників тощо. Вони особливо різноманітні на сухих, сильно розчленованих схилах Південного берега Криму, на схід від Алушти.

На найвищих частинах Кримських гір росте посухостійка рослинність, за складом близька до фригани. В її складі часто зустрічаються кущики білого дроку, рокитника, тим'ян, в'юнок, сонцецвіт тощо. Часто поширені приземисті рослини альпійського типу, як крупка, кримський едельвейс, альпійська фіалка. В пониженнях Яйли, де поширені чорноземні грунти, часто зустрічаються злакові трави, цибулинні рослини, а в східній частині гір — полин.

Основну роль у створенні краєвидів Південного берега Криму тепер відіграє культурна рослинність. Величні платани, стрункі кіпариси і тополі становлять одну з найпоширеніших прикрас озеленених міст та селищ.

Велику роль у геоморфології Криму відіграє характер його берегів. На всьому його протязі узбережжя носить ознаки активного руйнування морем.

У північній частині Крим має сильно розчленовані абразією береги, властиві Сивашам і північно-східній частині Каркінітської затоки. Біля підніжжя уступів берегів зустрічаються широкі смуги пляжів, часто ускладнені береговими валами, а в узбережній зоні — барами. Кримське узбережжя Азовського моря на великому протязі має вторинно вирівнені береги. Сильно розчленований корінний берег Сивашів тут зрівнений Арабатською стрілкою.

Південний берег Каркінітської затоки від Перекопу до Тарханкуту має плавні параболічні вигини берегової лінії, що значною мірою зумовлені структурою корінних порід. Море далі врізується в сушу і утворює затоки, приурочені до синкліналей.

На всьому протязі від Перекопу до Тарханкуту море активно підмиває береги. Там, де в підніжжі схилів відслонюються корінні вапнякові породи, широко виявлений береговий карст.

Берег Євпаторійської затоки від Тарханкуту до Севастополя має риси, які ще виразніше зв'язані з структурою узбережжя. В цілому ін-

гресивний берег легше піддається розмиву в напрямках синклінальних структур. Це особливо наочно виступає на прикладі Євпаторійської затоки, що далеко поширена на схід в напрямку простягання Альминського прогину. В менших масштабах це явище також виявлене на південно-східному узбережжі Тарханкутського півострова, в районі озера Донузлав. Внаслідок сучасної інгресії Чорного моря, активізованої, а може й викликаної в цій частині, опусканням суші, затоплено річкові долини, які обернулися в бухти. Далі, коли в їх гирлах виникли пересипи з піску і гальки, нанесених морем, в них утворились солоні озера-лимани, як-от Сакське озеро біля Євпаторії та ін. Євпаторійська затока на більшій частині своєї берегової лінії має невисокі береги, облямовані широкими смугами пляжів.

Іншого характеру береги між Севастополем і Феодосією. На них особливо позначається склад гірських порід. Важлива роль у цьому відношенні належить вулканічним породам. В місцях їх залягання утворюються миси, що далеко виступають в море, як-от: Фіолент, Аю-Даг, Кара-Даг тощо. На Південному узбережжі Криму море повсюдно активно розмиває свої береги.

Велике значення у фізикогеографічних особливостях Криму мають річкові долини.

З Тарханкутського денудаційного підвищення течуть ріки на північ — у Сиваш, і на південь — в Євпаторійську затоку. Долини утворюють системи, виразні лише у верхів'ях. У Степовому Криму долини дуже виположені і зустрічаються рідко. Серед річкових долин Тарханкутської системи найбільша *Чатирлик*. Вона починається в східній частині Тарханкутського підвищення, недалеко с. Новоселівки, і впадає в Каркінітську затоку, південніше Красноперекопська. Інші річки, що стікають з цього підвищення, мають виразні долини лише в його межах. Базисом ерозії для них служить первинна рівнина перекопських і альминських степів.

На Керченському півострові річок з постійною течією нема. Річкові долини там мають поперечне і поздовжнє розміщення. Вододіл становить найбільш піднята антиклінальна складка — ***Парпачський вал,*** що простягається в широтному напрямку. На північ з нього річки течуть в Азовське, а на південь — у Чорне море.

Головні річки Криму беруть початок у Кримських горах. Головний вододіл їх зміщений на південь і розташовується в межах гребенів Яйли. З Кримських гір річки течуть у трьох напрямках: на південь — в Чорне море, на північний захід — в Євпаторійську затоку Чорного моря і на північний схід — в Азовське море, куди впадають головні річки півострова.

Річки, що течуть з південних схилів Кримських гір, зовсім невеликі. Довжина їх вимірюється кількома кілометрами, як-от: Учан-Су, Улу-Узень та ін.

Значно більші за розміром річки північно-західної частини гір. Вододіл Чорного і Азовського морів проходить через Сімферопольське підвищення. В північно-західній частині Кримських гір у Євпаторійську бухту течуть річки: Булганак, який з півдня обходить Тарханкутське підвищення, на південь від нього — Альма, далі — Кача, Бельбек і Чорна, що впадає в Севастопольську бухту. За межами Кримських гір усі ці річки літом пересихають.

В Азовське море з Кримських гір тече найбільша річка Криму — Салгир з притоками Біюк-Карасу, Кучук-Карасу та Індол. Салгир бере початок з джерел біля підніжжя Чатир-Дагу. Звідси він тече на північний захід. Нижче Сімферополя річка повертає на північний схід і так тече до Азовського моря, точніше до Сиваша, в який впадає південно-східніше Джанкоя.

Всі річки, які течуть з гір, мають глибокі долини. В межах куест вони течуть в долинах прориву. Будова долин Кримських річок складна. Більшість їх має добре виявлені 4—5 терас. Тераси краще оформлені ближче до передгір'я і безпосередньо зв'язані з морськими терасами. Найвищу терасу на північних схилах Кримських гір становить регіональний рівень денудації середньопліоценового віку, базою для якого служив рівень, очевидно, кімерійського моря. Особливості поширення верхньопліоценового рівня свідчать про те, що в основних рисах поперечне розчленування кримських куест сталося ще раніш. Нижчий, теж регіональний, ступінь становить поверхня первинної Евксинської рівнини, яка визначає геоморфологічні риси Степового Криму. Тиловий край цієї тераси, або, що одне й те ж, берегова лінія Евксинського басейну, простежується біля підніжжя зовнішньої куести — третьої гряди Кримських гір—і підніжжя Тарханкутського і Керченського піднять. Останні підняття, як і Кримські гори, за евксинського часу були областю денудації. Нижчі 2—3 ступені терас в долинах кримських річок врізані в поверхню Евксинської рівнини. З них особливо поширена перша надзаплавна тераса. В узбережних частинах Криму вона безпосередньо зв'язана з морською, карангатською терасою.

Поряд з річками в геоморфології Криму велику роль відіграють озера. Переважна більшість їх розташована в узбережній зоні Криму. Не зв'язані з морем озера відомі на Керченському півострові. Переважна більшість їх має таке походження, як і всі лимани Причорномор'я. Серед лиманів-озер, розміщених на чорноморському узбережжі Криму, найбільші (від Каркінітської затоки до Керченського півострова): Бакальське, Джарилгач, Сасик, Донузлав, Ойбурське, Аджі-Байчі, Пойпакське, Сасик-Сиваш, Саки, Кизил-Яр, Богайли. На Південному узбережжі Криму від гирла р. Булганака до мису Чауди на Керченському півострові лиманів нема. Далі, вздовж узбережжя Чорного моря і Керченської протоки, розміщені великі озера: Карангат, Узунлар, Елькинське, Тобечикське та Чурубашське. Всі ці озера солоні. Велика кількість лиманів-озер відома також вздовж узбережжя Азовського моря. Найбільші з них (з півночі, від Перекопу, на південний схід, до Керченської протоки), крім Сивашів: Старе, Красне, Княжеське, Керлеутське, Кіркське, Алгазинське, Чонгарське, Акташське і Чокракське. Ці озера мають солону воду і часто самосадні.

Другу групу озер становлять невеликі басейни округлої форми або видовжені в широтному напрямку. Вони завжди розміщені в пониженнях інверсійного рельєфу, тобто в прогинах замкових частин антиклінальних складок. Прикладом їх є невеликі озера на захід від Владиславівки, озеро Ачі на схід від нього, далі озера Парнач, Марфівське і багато малих озер без назв.

На берегах Кримських озер часто виявлені тераси і збереглися сліди давніх берегових ліній, що є доказом зниження їх рівня. Широко відомі тераси на берегах озер Карангатського, Узунларського і Чокракського.

Зважаючи на особливості геологічної структури, рельєфу, грунтів і рослинності в межах Криму виділяються окремі природно-географічні райони. Цей край поділяється на різко розмежовані природні області— рівнинну степову та гірську. В кожній з областей є ряд районів, що відрізняються своїми природними ознаками. В області кримських рівнин окремі райони становлять: 1) Присивашшя; 2) первинна степова рівнина, в якій виділяються Джанкойський степ, Роздольнянська, або Прикаркінітська рівнина, Альминська рівнина; 3) Тарханкутське підняття; 4) Керченський півострів, з підрайонами: північним — горбастим і південним — рівнинним. Гірська природна область Криму поділяється на райони: 5) передгір'їв, з підрайонами третьої і другої гряд, або куест;

6) головної гряди Кримських гір, підрайони якої становлять окремі масиви — яйли; 7) Південне узбережжя Криму, з підрайонами західним і східним.

Умови для економічної діяльності радянського суспільства в межах кожного з районів дещо різні. Це знаходить відбиток у народногосподарських планах дальшого розвитку краю і позначається на особливостях його культурних краєвидів.

2. ДО ІСТОРІЇ ВИВЧЕННЯ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ КРИМУ

Кримський півострів належить до частин Радянського Союзу, геологічна будова яких найбільш глибоко досліджена. Деякі відомості про його природу зустрічаються ще в літературних джерелах античного світу.

Систематичне і послідовне вивчення геологічної будови Кримського півострова розпочинається після звільнення Криму від іноземного володіння та приєднання до Російської держави, в 1783 р.

Початок вивчення геологічної будови Криму поклав академік Василь Федорович Зуєв (1783). В 1782 р. він відвідав Крим, що тоді формально ще не входив до складу Росії, і через рік надрукував висновки з своїх спостережень в рівнинній і гірській частинах Криму. В. Ф. Зуєв перший висловив припущення про можливий у минулому зв'язок Кримських гір з Кавказом і Балканами.

Подальші дослідження природи Криму, зокрема його геологічної будови, здійснювалися за інструкцією, розробленою Зуєвим. К. Габліцль (1785) провадив спостереження в Криму за цією інструкцією. Він виділив у гірській частині Криму: а) передові гори, складені з глинистих порід, б) середні — вапнякові гори і в) південні гори, в геологічній будові яких беруть участь глинисті сланці, конгломерати й вапняки. Під кінець XVIII ст. великі роботи по вивченню геологічної будови Криму провадив П. С. Паллас. В його працях (1778, 1782—1783, 1795) подано багато відомостей про геологію Кримських гір, грязьові вулкани, зсуви тощо.

В перші десятиліття XIX ст. природа Криму привертає увагу численних іноземних дослідників. У 1815 р. фізикогеографічний опис Кримського півострова дали Енгельгардт і Паррот. В Криму подорожували: Дюбуа де Монпере в 1831 і 1834 рр., в 1835 р. — Омер де Гелль і в 1836 р.—Е. Вернейль. Дюбуа де Монпере писав про поширення в Кримських горах юрських і крейдових відкладів, Вернейль дав опис крейдових і третинних відкладів та списки їх скам'янілостей, що їх визначив Деге.

Великий крок вперед у справі вивчення геологічної будови Криму становлять праці експедиції А. М. Демидова, організованої в 1837 р. спеціально для вивчення Донецького кряжа і Кримських гір. В результаті робіт цієї експедиції (Хюо—Huot, 1840—1842) в Криму були виділені і описані відклади нижньої юри, оолітова формація верхньої юри, неокомська формація нижньої крейди, формація зелених пісковиків, або середній ярус крейди, крейдоподібна формація, або верхній ярус крейди, надкрейдова формація нумулітових вапняків, — третинної системи. Висвітлені також основні риси четвертинних і сучасних відкладів. До праць експедиції прикладено списки скам'янілостей, які визначив Руссо.

Докладний опис геологічної будови Криму, на рівні знань того часу, дали Козин у 1825, Гур'єв і Воскобойников у 1832, Кульшин у 1839 рр. В результаті грунтовних досліджень російських учених найголовніші риси геологічної будови і стратиграфії Криму в першій половині минулого століття були висвітлені.

В середині XIX ст. геологічні дослідження в Криму майже не провадились. У сімдесятих роках минулого століття починають привертати увагу родовища нафти в Криму, а також проблема поліпшення водопостачання. З'ясуванню цих питань присвятив ряд праць Г. Д. Романовський (1867, 1869, 1872). На основі його даних в Криму, біля с. Айбара (теп. Войкове), була пробурена свердловина глибиною 796 *м*, яка протягом довгого часу вважалася найглибшою в Росії.

Значне поширення геологічних досліджень в Криму припадає на кінець XIX і початок XX століть і особливого розвитку досягає в роки перед першою імперіалістичною війною. Протягом майже двадцяти років геологію Криму вивчав В. Д. Соколов. Він описав мінеральне вугілля Криму (1886) й родовища кальциту (1898), висвітлював геологію залізорудних покладів (1889), писав про залягання кристалічних порід (1888), про тектоніку і загальні геологічні особливості Криму (1889, 1895), приділяв значну увагу стратиграфії юрських відкладів. Вивченням юрських відкладів Карабі-яйли в Криму займався також М. В. Цебриков (1903).

Питання гідрогеологічної будови Кримського півострова, а також проблеми його водопостачання і використання артезіанських вод висвітлював в своїх численних працях М. О. Головкінський (1883—1893).

Під кінець минулого й на початку поточного століть з'являється чимало робіт з петрографії Криму. Повідомлення про кристалічні породи в Криму знаходимо у О. О. Штукенберга (1871), Р. А. Пренделя (1876, 1891), А. А. Прозоровського-Голіцина. Докладніше про них писав О. М. Зайцев. Особливо докладні характеристики кристалічних порід Кримського півострова дав А. Є. Лагоріо (1887, 1895). Він відзначав, що виверженї породи в південно-західній частині Кримського півострова залягають у вигляді окремих дайок. Їх породи А. Є. Лагоріо поділив на три типи: 1) світлі кислі кератофіри, 2) крупнозернисті кварцово-піроксенові діорити і 3) основні мелафіри.

В роки перед першою світовою війною і Великою Жовтневою революцією були висвітлені основні особливості стратиграфії осадочних відкладів, поширених в Криму. Питання стратиграфічного поділу юрських і крейдових відкладів протягом майже сорока років вивчав М. І. Каракаш (1889—1924). В його працях подані списки численних скам'янілостей, що не втратили свого значення до цього часу.

Юрські відклади і, особливо, наверствовання третинного віку, вивчав у зв'язку з складанням геологічної карти масштабу 10 верст у дюймі К. К. Фохт (Фохт та ін., 1926). Серед численних опублікованих робіт Фохта (1887—1919) найбільша кількість присвячена третинним і юрським відкладам, різним корисним копалинам і тектоніці Криму.

В результаті проведення робіт по складанню геологічної карти і багаторічних попередніх досліджень, на початок XX ст. основні підрозділи стратиграфії мезозою і нижньотретинних відкладів Криму були визначені. Одночасно на прикладі геологічної будови Керченського півострова були з'ясовані основні риси стратиграфії і палеогеографії неогену для всієї Чорноморської області. Заслугу в цьому має видатний російський учений М. І. Андрусов, який дав ряд класичних праць по неогену і четвертинних відкладах півдня СРСР (1884—1929). В працях Андрусова наведені вичерпні характеристики окремих стратиграфічних горизонтів міоцену й пліоцену півдня Радянського Союзу. Цей дослідник всебічно опрацював ряд груп викопних молюсківн, як-от драйсен, кардид та ін., що має винятково важливе значення для висвітлення палеогеографічних умов Чорноморської і Каспійської областей.

Окремий об'єкт досліджень у Кримській області в дореволюційний час становили солоні озера. Вивчення їх має тривалу історію.

Перші відомості про Кримські солоні озера і джерела подав Н. Сушков (1827). За географічними ознаками вони поділяються на Перекопські, Генічеські, Кінбурнські, Феодосійські, Євпаторійські і Керченські. На відміну від уявлень П. С. Палласа, який вважав солоні озера реліктами моря, Сушков приймав за причини утворення солоних озер: 1) наявність підземних пластів кам'яної солі, з поверхні яких солоні джерела виходять на дні озер, 2) підземний зв'язок озер з морем, 3) наявність у грунті навколо озер сольових часток, які змиваються в озеро. Г. П. Федченко (1870) перший дав зведення про солоні озера Кримської області і грунтовно переглянув думки своїх попередників. За його уявленням, Кримські озера в цілому мають лиманне походження. В загальній схемі походження солоних озер Л. Першке (1880) розглядає їх як поширені гирла річкових долин, відокремлені від моря пересипами.

Загальні умови утворення Кримських озер наприкінці минулого століття висвітлив І. В. Мушкетов (1895). Усі солоні озера він поділяє на три групи, генетично між собою пов'язані. Він висловив думку, що в розвитку геологічної структури Криму мало місце, найменше, п'ять періодів дислокацій, а саме (1895, стор. 349) «верхньоюрський, початок крейдового, післякрейдовий, доміоценовий і післяміоценовий. У більш ранні періоди переважає складчастість, тоді як в міоценову епоху переважали великі скиди, особливо на півдні Понто-Каспійської області, що поступово формувало сучасні басейни Каспію і Чорного моря». Далі І. В. Мушкетов доводить, що перед четвертинним зледенінням рівень Чорного моря був нижчий від сучасного, в льодовикову епоху рівень моря сильно підвищився, встановився його зв'язок з Каспієм. З закінченням льодовикової епохи рівень Чорного моря знову знизився. «В післятретинний період, — пише Мушкетов, — відбуваються грандіозні процеси дислокації, виявленої переважно скидами, завдяки яким на місці колишньої суші утворилось Егейське море з вулканічною областю Циклад», де виверження і землетруси досі відзначаються великою інтенсивністю. Пізніш утворився Босфор, Чорне море з'єдналося з Середземним і рівень його підвищився. Утворення Кримських озер ставиться в зв'язок з коливанням рівня Чорного моря, зокрема воно є результатом підняття останнього.

Затоплені морем пониження — лимани, на думку І. В. Мушкетова, мають різний характер, оскільки одні з них, які приймають повноводні річки, хоч і зменшились від виповнення наносами, однак зберегли ще свої первинні риси. Це лимани Бузький, Дніпровський, Дністровський, Молочний та ін. Другі лимани мають дуже широкі гирла і скоріш нагадують морські затоки, наприклад, Таганрозька затока і гирло Дону. Третя група лиманів відокремилась від моря пересипом, за яким лиман, швидко виповнений наносами, обернувся в обширну дельту, як це спостерігається в гирлі Кубані. Четверті лимани, що утворилися в гирлах балок, зовсім відокремились від моря глухим пересипом, перетворились в ізольовані басейни і узбережні озера, що, в свою чергу, зазнали ряду змін в залежності від особливостей ложа, характеру наносів, розмірів, часу існування тощо. До цього типу озер Мушкетов залічив Куяльницький, Хаджибейський і інші лимани, а також солоні озера Криму. Всі ці басейни він розглядав як *гирлові басейни*. Іншу групу солоних озер становлять *заточні* солоні озера. Вони є різної форми морськими затоками, що відокремлені від моря пересипами. До цього типу належать озера, в різній мірі ізольовані від моря, як-от: Сакі, Сарик-Сиваш, Майнак, Копраї, Аджі-Байчі, Ой-Бур, Караджа, Саїк, Карлав, Керченський опук, Чокракське і Ак-Таш. Останній тип кримських солоних озер Мушкетов виділяє під назвою *материкових* солоних озер. Сюди віднесені численні озера перекопської групи: Старе, Красне, Кругле, Айгульське, Кіятське, Керлеутське, Киркське та ін. Ці озера мають високі береги, складені з лесовидних порід. Потужність озерних відкладів на їх дні не перевищує 4—5 *м*. Таким чином, глибина перекопських озер, на думку І. В. Мушкетова, не перевищувала 10—12 *м*. Цим перекопські озера різко відмінні від реліктових кримських озер, що виповнюють ізольовані материкові улоговини. На думку Мушкетова, Сиваш теж є материковим басейном, що утворився через злиття численних озер і з'єднаний з Азовським морем за останнього підняття рівня його, або й раніш, за льодовикового часу.

Пізніші дослідження кримських озер провадились у зв'язку з висвітленням їх сольового складу. Серед цих досліджень особливо виділяються праці І. О. Каблукова (1915), М. С. Курнакова (1900) та ін. Одним з останніх зведень про солоні озера Криму є робота Н. В. Потулової (1924), складена в перші роки радянської влади. В ній наведено огляд історії вивчення кримських озер, склад солей, розчинених в їх ропі, і описуються їх загальні особливості.

В роки радянської влади посилені і глибокі дослідження розгорнулися в усіх напрямках і принесли значні успіхи щодо висвітлення мінералогії, петрографії, стратиграфії, тектоніки та вулканізму і виявлення мінеральної сировини Криму. Геологічні роботи провадились і провадяться за певним планом. У висвітленні геологічної будови Кримської області особливо велику роль відіграв філіал Київського університету, далі Кримський університет у Сімферополі (тепер Державний педагогічний інститут) і Кримський філіал Академії наук СРСР — тепер Інститут мінеральної сировини АН УРСР. За діяльності Кримського університету, організованого в 1918 р., в дослідженні Криму брали участь видатні радянські геологи — В. А. Обручев, В. І. Вернадський, О. Є. Ферсман, Ф. Ю. Левінсон-Лессінг, Д. І. Щербаков і багато інших. Пізніш геологічні дослідження в Криму провадили А. Д. Архангельський, І. М. Губкін, М. С. Шатський, В. В. Бєлоусов.

Питання мінералогії Криму в численних працях висвітлював С. П. Попов (1898—1935). В останній його монографії (1938) підсумовано стан вивченості мінералогії та геохімії Криму. С. П. Попов вважав, що розміщення виверженних порід закономірне і утворює два кільця: західне, яке включає Сімферополь, долину р. Альми, Аю-Даг, мис Айя, мис Фіолент, околиці Балаклави, долину р. Бельбеку, і східне, розміщене східніше лінії Сімферополь — Альма — Алушта. Східну частину другого кільця становить вулканічна група Кара-Дагу, а північну — відслонення вулканічних порід на північ від Судака і в районі м. Білогорська.

Давні лави Кара-Дагу багаті лугами, переважно натрієм. В нових лавах лугів мало. Мінералогічний склад порід карадазької групи різноманітний. Там вперше для Криму був виявлений мінерал анофіліт. В групі цеолітів, характерних мінералів гарячих вод, крім цеолітів кальцію і натрію, знайдено мінерал птилоцеліт, який вміщає калій. Кремнійові сполуки, крім кварцу, включають жеоди рожевого агату, халцедону і, зрідка, слабо забарвленого аметисту.

В результаті огляду складу і геохімічного характеру виверженних порід Криму С. П. Попов робить такі висновки: 1) утворення виверженних порід в Криму пов'язане з дислокаційними рухами; породи ці є вторгненням вапняково-натрійової магми різного ступеня кислотності,— переважають породи середнього і, частково, основного типу; 2) поствулканічні процеси виявлені у пневмолітичній і гідротермальній фазах; сюди належать: а) утворення цеолітів та виділення легких елементів у тріщинах та різних порожнинах, б) винос більш ранніх виділень магми у вигляді жил з вмістом рудних елементів, в) контактові явища; в цеолітовій фазі з'являється елемент Ba, а в фазі рудних жил Fe та інші;

3) в стадії гіпергенезу характерні для Криму виділення з холодних розчинів магнезіальних силікатів типу палігорськіту, цеолітів ряду леонгардиту і утворення при процесах звітрювання сірчанокислих солей типу галуну і купоросів. Далі Попов дає відомості про мінералогічний склад домезозойських відкладів, сланцьово-пісковикової світи таврійської формації середньої юри, верхньоюрських вапняків, крейдових відкладів, третинних, післятретинних і сучасних відкладів. У спеціальній частині монографії Попов наводить опис мінералів і їх родовищ в Криму. Велику увагу він приділяє хімізму джерел, мінералогічному складу керченських залізних руд, грязі сопок, а також речовин, розчинених в ропі солоних кримських озер. Свою працю він завершує оглядом поширення окремих хімічних елементів і описом мінеральних корисних копалин Криму.

Питання мінералогічного складу розчинів Сивашів і солоних озер спеціально обмірковувала конференція, скликана Інститутом геологічних наук АН УРСР у 1938 р.

В справі вивчення петрографії вулканічних порід Криму особливо велике значення мала робота Ф. Ю. Левінсон-Лессінга і Є. Н. Дьяконової-Савельєвої (1933). В цій роботі дана загальна характеристика Кара-Дагу і його вулканології. Складний вулканічний комплекс охоплює такі різні вулканологічні типи утворів: 1) окремі лавові потоки, 2) складні туфо-лавові світи, 3) некки, дайки і жили, 4) інтрузивні масиви. За віком і петрографічним складом породи Кара-Дагу поділяються на дві серії: палеотипну і кайнотипну. До їх складу входять породи, починаючи від основних і кінчаючи кислими. Серед карадазьких порід виділені: 1) *кератофірова* формація (палеотипна), — до неї належать як лави, так і туфові утворення; 2) *спілітова* формація (палеотипна), звичайно у вигляді кульових лав і мандельштейнів; 3) *андезити й дацити* (кайнотипні), 4) *ліпарито-дацити* (кайнотипні) і деякі ліпарити, 5) *палеоліпарити,* 6) *траси* (кайнотипні), 7) *базальти* (кайнотипні), 8) *лужні андезити* (кайнотипні). Для кожної з груп дана вичерпна характеристика хімічного складу і мінералів, що їх складають.

На підставі грунтовного вивчення Кара-Дагу Ф. Ю. Левінсон-Лессінг і Є. Н. Дьяконова-Савельєва встановлюють три цикли вулканізму:

I. Гіпотетичний цикл	II. Палеотипний цикл	III. Кайнотипний цикл
—	Спіліти	Базальти
—	Керато-спіліти	Андезито-базальти
—	Кератофіри	Андезити
		Андезито-дацити
—	Оксикератофіри	Дацити
		Ліпарито-дацити
Ультракислий палеоліпарит	Палеоліпарити	Неоліпарити
		Траси (ліпаритоїди)

Час утворення вулканічних порід і прояви вулканізму в Криму Ф. Ю. Левінсон-Лессінг і Є. Н. Дьяконова-Савельєва відносять, услід за О. С. Моїсеєвим, на інтервал між донецькою і яйлинською підфазами горотворення, що проходили одна між середнім лейасом і байосом, а друга після раннього келовею до лузитанського віку.

Особливо багато зробив для висвітлення петрографії Криму В. І. Лучицький (1904—1939). Вказана нами тут робота його спеціально присвячена петрографії Криму. В ній він відзначає, що на південному заході півострова поширені наймолодші вивержені породи, виявлені туфами і туфогенними утвореннями в околицях Балаклави, більш давніми породами узбережжя Чорного моря — в районі мису Фіолент; на північному заході, в районі Сімферополя, середній і верхній частині течій рр. Салгиру, Альми і Качі, між першою і другою грядами Кримських гір поширені різні породи — глибинні, напівглибинні, а також вивержені. Напівглибинні породи виявлені на південному березі від Алупки до Куру-Узеня і на сході—групою Кара-Даг. Це район поширення, головне, молодих ефузивних порід і туфогенних матеріалів. У складі вулканогенних порід в західній частині Криму відзначається багато вулканічних туфів, кальцитових пісковиків та гезів; В. І. Лучицький докладно описує ератичні валуни з району Балаклави, серед яких виявлені біотитові граніти, гранодіорити, граносієніти і діорити.

Вивержені породи мису Фіолент він поділяє на: 1) найдавніші — крупнозернисті кварцово-піроксенові діорити, 2) молодші—есексит-діабази і есексит-діабазові порфірити, 3) наймолодші—адамелітові ліпарити і їх туфи. Для району мис Ласпі — Алупка Лучицький вважає характерним поширення темноколірних виверження порід, які утворюють то жили, то штокові або лаколітоподібні маси, іноді потоки і покрови, часто підводні, з супроводжуючими їх туфами й туфітами. Частина цих порід належить до порфіритів, інші до есексит-діабазів і частково до альбітових діабазів, альбітофірів і кератофірів. Відповідно в районі Алупка — Куру-Узень відзначаються численні й великі інтрузії порід, здебільшого лаколітоподібної форми. Серед порід, поширених тут, описуються діабаз, ліпарит, кварцовий кератофір, мелафір, гранодіорит Аю-Дагу, діорит-порфірит, кварцово-авгітовий порфірит тощо.

В північно-західній частині Гірського Криму В. І. Лучицький характеризує район Севастополя як область розвитку кварцових авгітових діоритів і діорит-порфіритів, які утворюють невиразні лаколіти, далі район Саблова — як область розвитку кварц-порфіритових порід і район р. Бодраку — як область поширення різних мелафірових і порфіритових порід.

На підставі грунтовного вивчення петрографії магматичних порід Криму Лучицький поділяє їх на дві групи. До першої — групи напівглибинних порід — належать гранодіорити, діорити, з переходами від рівномірнозернистих до порфірових. Вони утворюють різної форми лаколіти. Другу групу становлять типові виливні породи.

Найдавніші інтрузії В. І. Лучицький відносить до пізнього лейасу — бату; палеотипні (альбітизовані) ефузії — до байос-келовею; кайнотипні ефузії, включаючи і утворення жил поверхневого характеру, — до пізнього келовею (альбу).

В результаті грунтовних досліджень В. В. Аршинова (1910), А. І. Воскресенського (1915), В. Я. Гриньова (1926, 1927), О. М. Зайцева (1910), А. Є. Лагорio (1887—1895), Ф. Ю. Левінсон-Лессінга і Є. Н. Дьяконової-Савельєвої (1933), В. І. Лучицького (1904—1939), А. К. Мейстера (1908), Р. А. Пренделя (1891), О. Ф. Слудського (1911), Б. О. Федоровича (1927), К. К. Фохта (1893—1901), П. М. Чирвінського (1903—1916), О. О. Штукенберга (1874), Д. І. Щербакова (1915, 1923) і А. А. Яковлєва (1881, 1882) рівень петрографічного вивчення магматичних порід Криму дуже високий.

Питання стратиграфії й тектоніки Криму знайшли грунтовне висвітлення в працях О. С. Моїсеєва. Підсумки його досліджень частково викладені в 1937 р. В роботі, присвяченій розглядові стратиграфії північно-східної частини Криму, Моїсеєв до палеозою відносить валуни сланців у мезозойських конгломератах; з конгломератів відомі також вапнякові відклади ранньопермського віку. Більш обгрунтоване виділення верхнього тріасу, поширеного на південних схилах Кримських гір. Далі він наводить короткий опис відкладів нижньої, середньої та верхньої юри, в складі ярусів келовейського, оксфордського, лузитанського, кімериджу й титону; дає опис нижньої крейди, з характеристикою нижнього, середнього і верхнього валанжину, готе-

риву, барему, апту й альбу, і верхньої крейди, з ярусами сеноманським, сантон-туронським, кампанським і датським. Далі цей дослідник описує палеоген, середземноморські відклади, сармат, пліоцен і четвертинні відклади.

В тектогенезі Криму Моїсеєв (1937) називає кімерійську фазу горотворення херсонеською, на відміну від кімериджського ярусу юрської системи. Як відомо, кімерійське горотворення було встановлене Є. Зюсом на основі тектоніки Добруджі, продовженням якої він вважав Кримські гори. В межах херсонеської фази горотворення Моїсеєв виділяє підфази, які проявлялися: 1) *андійська* — в Криму і на Кавказі, за пізнього титону та на межі між кімериджем і титоном; 2) *яйлинська* — в Криму та на Кавказі, після пізнього бату і раннього келовею (долузитанський вік); 3) *донецька* — в Криму і на Кавказі, після середнього лейасу до байосу та між середнім і пізнім лейасом; і 4) *салгирська* — в Криму і на Кавказі, після рету.

Загальні риси структури Керченського півострова і Керченсько-Таманської області в цілому, на думку В. В. Бєлоусова і Л. А. Яроцького (1936), характеризує складчастість з дуже нерівномірним розвитком антиклінальних і синклінальних форм. Різко стиснуті антикліналі там протистоять широким і плоским синкліналям. Антиклінальні складки часто належать до типу діапірових. По осі антикліналей верстви сильно розчленовані, зім'яті і витиснуті вгору. Останнє явище має місце там, де ядра складок утворюють майкопські глини. Утворення діапірових складок, на думку цих дослідників, є наслідок нерівномірного розподілу інтенсивності переміщення мас у товщі порід Керченсько-Таманської області. Фоном є загальне занурення всієї структури на схід. Завдяки цьому на земну поверхню проектуються більш високі, охоплені поверхневою складчастістю, структури, в тому числі складчастість молодих відкладів. В. В. Бєлоусов і Л. А. Яроцький вважають також, що в межах Керченського півострова і прилеглих районів поширена складчастість кількох напрямків. Складки у північній частині Керченського півострова мають загальне широтне простягання. В південно-східній частині цього півострова, на Тамані, переважає складчастість північно-східного напрямку. На схід від лінії Темрюк—гирло Кубані вона межує з складчастістю північно-західного простягання. Зміна простягання складок, на думку цих дослідників, зумовлена наявністю тут великого розлому й насуву.

А. Д. Архангельский (1928) припускав, що в тектоніці східної частини Криму велику роль відіграють горизонтальні переміщення мас з півночі на південь. Наслідком цього, зокрема, наче є скидова тектоніка району Феодосії. Велике значення для висвітлення ряду загальногеологічних питань четвертинної геології мала робота А. Д. Архангельського і М. М. Страхова (1932), в якій висвітлена геологічна історія Чорного моря.

Цікаві спостереження в Криму відносно недавно провів С. В. Альбов (1948). Він відзначив, що на положистих схилах третьої гряди Кримських гір і на прилеглій до підніжжя гір рівнині залягають четвертинні галечники. Вони складені з невідсортованих уламків юрських вапняків і кварцу. Залягають на вододільних ділянках. Часом вони лежать на відкладах червонобурої товщі. Альбов гадав, що ці галечники нанесені водними потоками. В тектоніці Кримських гір він відводить велику роль розломам четвертинного віку. Саме розломами він пояснює крутизну південних схилів усіх трьох кримських гірських гряд і південного берега Криму.

Питання складу, розрізу і поширення четвертинних відкладів в Криму взагалі лишаються ще недостатньо висвітленими. Відомості про характер покривних відкладів розглядали Г. І. Молявко, П. К. Заморій

і О. І. Дзенс-Литовський (1933—1951). Останній дослідник основну увагу приділяв геології солоних озер Кримської області. В одній з своїх праць (1951) він розглядає питання про четвертинне зледеніння в Криму.

Приєднуючись до думки, висловленої Л. А. Варданянцом, що Чорне море в постпліоцені опріснювалося чотири рази, Дзенс-Литовський вважає, що опріснення були пов'язані з інтенсивними орогенічними рухами і зледенінням гір Кавказу та Криму. В постпліоцені на очах людини, вважає цей дослідник, стався розкол Криму і занурення його частини в Чорне море. На північних схилах третьої гряди Кримських гір лежать потужні товщі погано відсортованих древньочетвертинних галечників, які поширені в усьому Степовому Криму. Ці галечники, на думку Дзенс-Литовського, флювіогляціального походження. Він вважає, що на початку четвертинного періоду Кримські гори були вкриті льодовиком, який стікав на північ і північний захід в сторону Степового Криму.

Наче завершення післявоєнного періоду вивчення геології Кримського півострова становлять роботи М. В. Муратова (1949, 1951). У великій монографії, присвяченій питанням тектоніки і історії геологічного розвитку альпійської геосинклінальної області, Муратов висвітлює положення Криму в її межах. В геологічній структурі Криму він виділяє такі складові елементи. В північній, Приперекопській, частині Криму він розміщає Каркінітську, західну, і Сиваську, східну, западини, видовжені одна назустріч одній і відокремлені Перекопським субмеридіональним підняттям. Південніше виділено Добруджинсько-Тарханкутське підняття, складене з ряду антиклінальних складок, поділених синклінальними пониженнями. Видовжене на схід, це підняття відокремлює Сиваську западину від Індольської. Південніше Добруджинсько-Тарханкутського підняття цей дослідник виділяє в західній частині Альминську і в східній частині, проти неї, Індольську западини, розділені підняттям. Окреме місце займає, за його даними, Керченський півострів, в межах якого показано складчастість двох напрямків: широтну — в північній і північно-східного напрямку — в південній частині півострова.

Гірський Крим М. В. Муратов виділяє в окрему структурну область, як мегаантикліналь. Внутрішнє мезозойське ядро цієї мегаантикліналі він ділить на ряд дрібних структурних елементів.

У схемі тектоніки Криму Муратова слабкі місця становлять уявлення про з'єднання Тарханкутського підняття і Добруджі. Це історично і структурно різні форми, нічим не з'єднані між собою. Не підтверджується також уявлення про існування Перекопського валу, що розділяє Каркінітську і Сиваську западини.

В розділі про стратиграфію Криму Муратов виділяє та описує такі осадочні комплекси; верхньотріасові і лейасові відклади (світа таврійських сланців), середньоюрські відклади та нижній келовей, середній і верхній келовей, оксфорд і лузитан, кімеридж і титон, нижньокрейдові відклади, валанжин, готерив, апт, нижній альб, верхній альб, верхню крейду і палеоцен, відклади еоцену, олігоцену й нижнього міоцену, тортонські, сарматські, меотичні, пліоценові і четвертинні відклади.

В другій частині своєї праці Муратов розглядав основні етапи розвитку мегаантикліналі Криму. На його думку, ці етапи такі: 1) найдавніший період розвитку до пізнього тріасу, 2) етап пізній тріас — лейас, 3) етап середньої юри, 4) етап пізня юра — рання крейда. З останнього етапу починається існування крупної геосинкліналі Гірського Криму.

Питання історії геологічного розвитку Кримського півострова М. В. Муратов ще раз розглядає в своїй останній роботі (1954). Тут він зазначає, що Таврійський півострів на місці Гірського Криму утворився в кінці пізньокрейдового часу. Дальший розвиток Криму визна-

чався коливальними рухами земної кори і змінами клімату. Після утворення Кримської мегаантиклінալі в ранній крейді в розвитку Криму виділяються два великі етапи. Перший охоплює період пізньої крейди і палеогену. На протязі цього часу Кримський півострів періодично розширювався, піднімався над рівнем моря або опускався і занурювався під воду. Ніяких слідів від рельєфу Криму того етапу розвитку не лишилося. Другий етап, на думку Муратова, триває від початку міоцену до нашого часу. Він вважає, що на початку міоцену в Причорномор'ї сталося значне підняття. Наступні після піднять зниження і трансгресія тортонсько-сарматського моря не захопили всього півострова. Морська абразія в епоху тортонсько-сарматської трансгресії утворила рівну поверхню нижніх плато Кримської гряди і також рівну поверхню підошви сарматських і середньоміоценових осадків у передгір'ях Криму.

В кінці сарматського віку, гадає Муратов, в результаті піднять сталося ерозійне розчленування південних схилів гір і неглибоке врізання річкових долин. Під час меотичної і понтичної трансгресії Крим становив острів. Островки становили також антикліналі Керченського півострова і частини Тарханкуту. Підняття в кінці понтичного віку, вважає Муратов, за умов жаркого клімату сприяли процесам звітрювання, денудації, виносу продуктів руйнування з гір. В середньому пліоцені, за кімерійської трансгресії, намітилось утворення куест. До того часу відноситься утворення високих передгірних делювіальних шлейфів манджильської тераси біля Судака.

Нові підняття в Криму мали місце в кінці пліоцену і на початку четвертинного періоду. Тоді була закладена сучасна річкова мережа, оформились куестові гряди. Всупереч уявленню С. В. Альбова (1948), М. В. Муратов вважає, що в утворенні куест розломи не відіграють будь-якої ролі.

На протязі четвертинного періоду, як думає М. В. Муратов, Крим зазнавав загальних вертикальних коливань, які спричинились до утворення річкових терас, врізання річкових долин. Підняття були поділені трьома стадіями занурення, з якими пов'язане формування алювію в річкових долинах. Ці ж опускання зумовили розвиток трьох морських трансгресій на берегах Криму: давньоевксинської, карангатської і давньочорноморської.

Послідовне і глибоке вивчення геологічної будови Криму протягом довгого часу виявило досить повну картину його геологічної структури і історії геологічного розвитку. З окремих питань геології Криму, які ще потребують додаткового вивчення, лишається проблема його тектоніки і структурних взаємовідношень з оточуючими структурними елементами південного заходу Російської платформи і складчастої альпійської області. Так само багато неясних місць поки що маємо у висвітленні зв'язків тектоніки і вулканізму Криму, морфології вулканічних утворень. Ще недостатньо вивчена історія геологічного розвитку Кримської області в пліоцені і четвертинному періоді. З'ясування цих і висвітлення інших спірних питань геології Криму становить завдання подальших досліджень.

3. СТРАТИГРАФІЯ

В геологічній будові Криму беруть участь породи різного віку, складу та походження. Поширення їх і міра вивчення окремих стратиграфічних горизонтів неоднакові.

Серед найдавніших відкладів в Криму відслонені лише пермські (пермо-карбонові) вапняки.

Про наявність в Криму старіших за пермські відкладів свідчить склад гальки, конгломератів, що де-не-де залягають грубими верствами

серед відкладів мезозою. В цій гальці виявлені граніт, діорит, філіт, кварцит, зелені сланці, вапняки тощо. Докладну петрографічну характеристику гальки з нижньокрейдових конгломератів дали А. Є. Лагоріо і В. І. Лучицький. На підставі аналізу історії розвитку геологічної структури Криму і його стратиграфії можна твердити, що в основі сучасної складчастої структури Кримських гір лежить древній, очевидно герцинський, фундамент пра-Кримських гір, складений з осадочно-метаморфічних порід. Фундамент, напевно, має скибову будову. Про наявність складчастого фундаменту в Криму свідчать, зокрема, пермські (або пермо-карбонові) відклади, які утворюють гряду екзотичних скель, поширену на південний захід від Сімферополя.

Молодші за пермські відклади належать до тріасової, юрської, крейдової, третинної і четвертинної систем.

Пермська система

Верхньопалеозойські відклади в Криму у вигляді гальки в складі конгломератів і окремих ізольованих відслонень виявив К. К. Фохт у 1899 р. Вивчали ці відклади, які відносились тоді до верхньокам'яновугільних, В. С. Малишева і О. Ф. Нейман в 1912 р., Г. Ф. Вебер у 1915 р., О. Г. Туманська в 1916, 1931 і 1935 рр., а також О. С. Моїсеєв (1925, 1927), М. В. Муратов (1937, 1940, 1949).

Залягають пермські відклади у вигляді окремих островів і ізольованих останців серед молодших наверствувань. Останці-скелі зосереджені в межах зони, що простягається від долини Салгиру, в околицях Сімферополя, на північному сході до долини р. Альми на південному заході. Відслонення мають вигляд окремих скиб, розсипищ, а іноді скель, що на 5—6 *м* підносяться над прилеглими районами. Особливо величаві екзотичні скелі пермських вапняків відомі в басейні р. Бодраку (рис. 96). Один з великих останців розташовується в передгір'ї на правому березі річки проти села. Його округла сіра маса височить над залісеними схилами, які складені мезозойськими піщано-глинистими і вулканогенними породами. Галька і валуни кам'яновугільних та пермських відкладів виявлені в складі конгломератів лейасового та пізньоюрського віку, поширених в околицях м. Ялти та на схід від м. Алушти.

Щодо походження екзотичних скель пермських вапняків у Кримських горах були висловлені різні думки. О. Г. Туманська (1931) прийшла до висновку, що вони є залишками насувного покриву. О. С. Моїсеєв вважав ці відслонення залишками шар'яжу або розмитими рифами, залученими у складчастість. Ще раніше К. К. Фохт твердив, що палеозойські вапняки залягають в ядрах антикліналей; пізніш їх вважали за ядра протикання, які розірвали товщі таврійських сланців на зразок діапірів.

М. В. Муратов (1949) висловив припущення, що скиби палеозойських вапняків у Криму являють собою рештки обвалів прилеглих підвищень у море, де відкладався фліш таврійської формації. Поховані серед нашарувань флішу, ці скелі тепер звільнені від нього денудацією і виступають як чужі серед навкружної природи.

Закономірне розміщення екзотичних скель вапняків пермського віку серед порід таврійської формації в Кримських горах, однак, трудно пояснити особливостями умов нагромадження флішу. Ближчі до дійсності ті, хто вбачає в екзотичних скелях як Кримських гір, так і інших складчастих гірських країн залишки діапірів. Умови утворення їх можна собі уявити в такому вигляді. Фліш таврійської формації відкладався в межах прогинів, заповнених неглибоким морем. Серед моря простяглись острови, гряди островів і поодинокі скелі, вцілілі від розмиву залишки яких були поховані під наверствуванням флішових по-

рід. За дальших піднять у процесі горотворення вздовж похованих гряд утворилися своєрідні складчасті структури осідання і ущільнення. Дальший розвиток антикліналей під час горотворення спричинився до діапіризму і витискання щільних мас діапірів у зонах, близьких до осьової частини антиклінальних складок. Розмив менш стійких флішових порід у складчастих давніх структурах привів до відслонення діа-

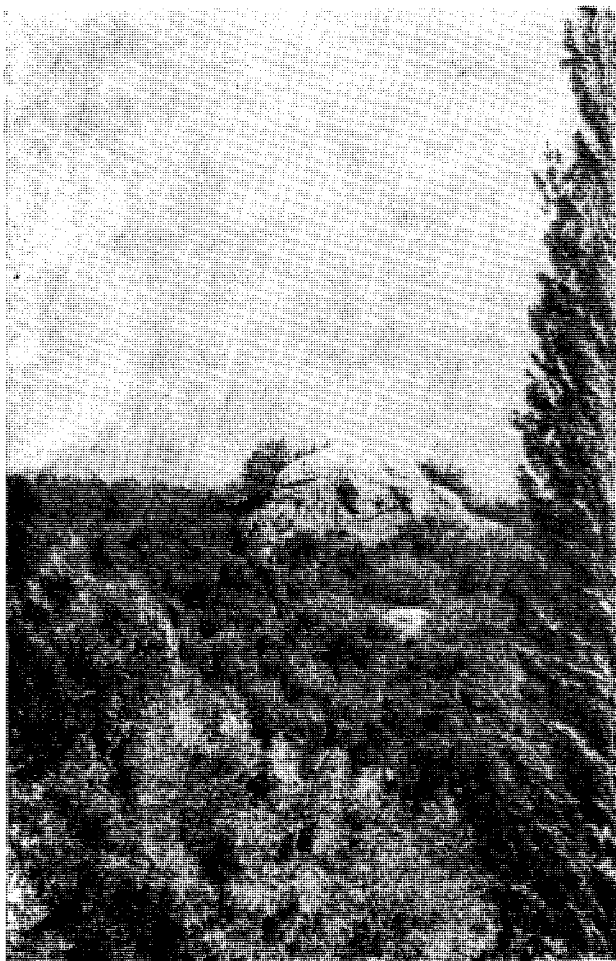


Рис. 96. Екзотична скеля верхньопалеозойського вапняку. Верхів'я р. Бодраку.

пірів і зумовив невідповідність їх положення в сучасній фізикогеографічній обстановці краю.

Літологічний склад пермських відкладів Криму одноманітний. Це переважно сірий, різних відтінків, вапняк. Він масивний, часом брекчієподібний. Палеонтологічно опрацювала скам'янілості з пермських відкладів Криму О. Г. Туманська.

В складі пермської системи відкладів Криму вона виділяє ряд серій і горизонтів, які належать як до верхнього, так і до нижнього відділів цієї системи. Знизу вгору це: альминська серія — *бодракський* горизонт з псевдошвагеринами і *сораманський* горизонт з швагеринами; караїмська серія — *бурнинський* горизонт з парафузулінами і *мартинський* горизонт з доліолінами і неошвагеринами та ін.; ці дві серії належать до нижньої пермі. У верхню перм входять ескінська серія з горизонтами: *ординським, тотайським*.

Відклади пермської системи в Криму дуже докладно охарактеризовані палеонтологічно. Викопні рештки амоноїдей, трилобітів, гастропод, а також фузулінід із скиб пермських вапняків описала О. Г. Туманська. За її даними, окремі скиби вапняків являють собою відторженці різних стратиграфічних горизонтів, що в цілому досить повно характеризують стратиграфію пермської системи Криму. Серед викопних амоноїдей і трилобітів, що їх особливо докладно вивчила Туманська, виявлено багато форм, у тому числі і нових: Popanoceras wanneri Tum., P. scrobiculatum Gemm. var. martensis, Stacheoceras mediterraneum Gemm. var crimensis, St. andrussowi Tum., St. suewi Tum., Medlicottia vogti Tum., Proninacoceras galilaei Gemm., Pr. almense Tum., Pr. soramense Tum., Sicanites sp., Thalassoceras karpinskyi Tum., Adrianites insignis Gemm., Paraceltites hoeferi Gemm., Parapronorites konincki Gemm., Agathiceras suessi Gemm., Ag. planum Tum., Gastrioceras romanowskyi Tum.

Особливо цікаві викопні рештки трилобітів, вивчених Туманською з пермських відкладів. Серед численних перелічених нею форм особливо поширені такі: Neogriffithides gemmellaroi Tum., N. amensis Tum., N. (Phillipsia) pulchella Gemm. n. var., Paraphillipsia karpinskyi Tum., P. tauricum Tum., Pseudophillipsia borissiaki Tum., Ps. elegans Gemm. Tum., Griffitides sp., Phillipsia natensis Tum., Permoproetus beschui Tum., Proetus sp., Brachymetopus sp.

О. Г. Туманська вважає, що трилобіти, які в пермському періоді доживали свій вік, дали ряд нових форм, серед яких роди неогрифітесів, парафіліпсій та інші мають для пермо-карбонових відкладів керівне значення.

МЕЗОЗОЙСЬКА ГРУПА

Тріасова система

Відклади тріасової системи в Криму виявив К. К. Фохт у 1901 р. У верствах глинистих сланців на вододілі Великого і Малого Салгирів він знайшов рештки типових для верхнього тріасу скам'янілостей Pseudomonotis ochotica Tell. (=Pseudomonotis caucasica Witt.). У подальшому тріасові відклади Криму вивчали: О. О. Борисяк, К. В. Віттенбург, Д. В. Соколов, П. А. Двойченко, О. С. Моїсеєв, М. В. Муратов та ін. На підставі великого фактичного матеріалу установлена наявність в Кримських горах лише верхнього відділу тріасової системи. Верхня межа його невиразна. Тріасові відклади, безпосередніми переходами пов'язані з нижніми горизонтами юрської системи, утворюють єдину товщу, відому під назвою таврійської серії, або формації. Ця серія (T_3+J_1) в Кримських горах має значне поширення. Відслонення її зустрічаються на значному протязі Кримських гір—від Кара-Дагу на північному сході до мису Форос на південному заході. У відслоненнях відклади таврійської серії становлять звичайно невисокі скелі і урвища, де верстви їх, у переважній більшості сильно дисльоковані, виступають з-під потужних делювіальних плащів та осипищ (рис. 97).

Літологічний склад тріасових відкладів досить одноманітний. Серед них зустрічаються пісковики, кварцити, аркозові пісковики, конгломерати; особливо поширені пісковиково-сланцьові відклади. Сланці з тоненькими проверстками пісковиків складають усю узбережну зону Південного берега Криму між містом Судаком і мисом Ласпі. На північ від головної гряди вони поширені у верхів'ях рр. Качі, Альми і Бельбеку, складають антикліналь Сухої балки, відомі в долинах Салгиру та Суук-Су, на північ від Судака.

За характером складу і закономірностями наверствування відклади таврійської серії належать до флішових утворень. Закономірність літологічного складу виявлена у чергуванні однорідних верств темносірих або буруватих глинистих сланців з підлеглими проверстками пісковиків. Товщина верств пісковиків, як правило, вимірюється кількома сантиметрами і тільки іноді збільшується до 0,5 *м*. Часом пісковики залягають у вигляді роздутих лінз і мають значне простягання. В складі відкладів таврійської флішової формації часто зустрічаються включення сферосидериту, марказиту.

Складаються сланці в основному з глинистих мінералів, як про це свідчить високий вміст Al_2O_3 — 20—22%.



Рис. 97. Відслонення таврійської формації. Район Алупки.

Пісковики частково глинисті, темносірого, бурого або червонястого кольору. Складаються з зерен кварцу, міцно зцементованих, слюди, польових шпатів, турмаліну, глинистих мінералів і органічної речовини. Місцями, особливо там, де потужність верств збільшується, розміри складових часток теж зростають, пісковики переходять у грубозернисті відміни і конгломерати.

Характерну рису відкладів таврійської серії становить наявність численних ієрогліфів на поверхнях їх наверствування. Серед них виділяються сліди сингенетичних деформацій верств ще в пластичному стані, знаки прибою води, сліди фукоїдів, невиразні відбитки водоростей тощо.

Виняток для літологічного складу таврійської серії становлять скиби вапняку, виявлені на лівому березі р. Альми в районі сел. Бешуй, що їх описав О. С. Моїсеєв. Одна із скиб, що простягається більш як на 160 *м*, складена з червонястосірого вапняку з численними рештками організмів. Серед них виявлені Spirigera oxycolpos Emm., Spiriferina sp., Retzia schwageri var. taurica Mois., Rhynchonella fissicostata Suess, а також черепашки пелеципод, морських їжаків тощо, на підставі чого Моїсеєв порівнював ці вапняки з норійськими водоростевими вапняками Північного Кавказу.

Пісковиково-сланцьова таврійська серія становить цоколь Кримських гір. Цоколь прорізують занурені в нього численні інтрузії магматичних порід, включаючи і найбільші з них, як Аю-Даг, Кастель, Урага та ін. На межі з інтрузивами пісковиково-сланцьові відклади мають ознаки контактового метаморфізму.

Складний інтрудований цоколь Кримських гір незгідно перекривають відклади середньо- і, місцями, пізньоюрського віку.

Стратиграфічний поділ тріасових відкладів дуже утруднений через недостатні палеонтологічні дані. За спостереженням О. С. Моїсеєва, палеонтологічно обгрунтовані глинисті сланці пізньотріасового віку виявлені в басейні р. Альми. Там знайдені рештки Pseudomonotis caucasica Witt. та Spirigera oxycolpos Emm. Стратиграфічне положення цих сланців відповідає карнійським відкладам на Кавказі. Різні дослідники в різний час знаходили рештки псевдомонотисів західніше Ялти, в районі Форосу тощо.

В складі верхньотріасових відкладів, на південний схід від Сімферополя, по долині р. Салгиру, виділяють *ескі-ординську світу*. В цьому районі К. К. Фохт вперше виявив рештки викопної тріасової фауни.

Характеристику світи дав Моїсеєв. Нижні горизонти її являють собою темносірі сланці з включеннями сферосидеритів і численними відбитками псевдомонотисів. Вище, над темносірими сланцями, залягають світлосірі слюдисті сланці з проверстками пісковиків. Доверху кількість проверстків і товщина пісковиків збільшується. Вони залягають часто у вигляді окремих лінз і скиб, іноді значно деформованих. Пісковики ці світлосірі з зеленим відтінком.

В сірих слюдистих сланцях органічні рештки зустрічаються досить часто.

Серед них виявлені Halobia aff., neumajeri Witt., H. bittneri Witt., Pergamidia cf. cumena Witt., Musidioptera sp., Arcestes sp., Pararcestes acutus Mois., Pleuronautilus sp. тощо. На підставі органічних решток глинисті сланці можна відносити до карнійського і норійського ярусів.

В районі с. Петропавлівки у верхній частині розрізу тріасових відкладів верствам пісковика підлегла верства вапняку потужністю близько 20 *м*. Проверстки тріасового вапняку товщиною 1—5 *м* виявлені і в інших районах Гірського Криму. Вапняки органогенні, світлосірого або червоного кольору різних відтінків і містять рештки Pseudomonotis caucasica Witt., Spirigera oxycolpos Emm., Cyrtina sp., Spiriferina sp., Rhynchonella eski-ordensis Mois., Aulacothyris almensis Mois., Amphiclina taurica Mois., Arcestes sp., Terebratula praepunctata Witt., Zeilleria austriaca Zug. тощо. На підставі поширення викопних форм, виявлених у лінзах вапняку, останні можна відносити до норійського і ретського ярусів. Верхня частина ескі-ординської світи має, очевидно, лейасовий вік.

На підставі літологічного складу, поширення і органічних решток можна твердити, що тріасово-юрська таврійська флішоподібна формація відкладалась за геосинклінальних умов, у прогинах, між якими розміщалися гряди і острови—релікти древнього герцинського фундаменту. Значна область зносу розташовувалась тоді також на північ від Кримської геосинкліналі. Підвищення служили джерелом матеріалу для утворення флішоподібної таврійської формації. Область відкладання осадків протягом усього етапу седиментації зазнавала коливальних рухів на фоні загального послідовного занурення. Цим пояснюється дуже велика потужність піщано-сланцьових відкладів таврійської товщі і ритмічність її складу, яка виявлена в закономірному чергуванні та потужності верств сланців і пісковиків. Під кінець процесу нагромадження осадків таврійської формації в Криму сталися значні підняття, розмиз, а можливо і деформації відкладених верств. Новий етап осадкоутворення проходив услід за зануренням району, яке почалося з середньої юри.

Юрська система

Найбільше значення в геологічній будові головної гряди Кримських гір мають юрські відклади. Вони відслонюються майже на всій території Гірського Криму від м. Балаклави на південному заході до м. Феодосії на північному сході.

Юрська система відкладів в Криму виділена на початку XIX ст. Особливості складу і стратиграфії її з'ясовували в процесі геологічного знімання К. К. Фохт, О. О. Борисяк, В. М. Цебриков, М. І. Каракаш, Д. П. Стремоухов. Детальне вивчення юрських відкладів провадили О. С. Моїсеєв, С. М. Михайловський, Д. В. Соколов, В. Ф. Пчелінцев, В. І. Бодилевський, Г. Я. Кримгольц, Г. Ф. Вебер, М. В. Муратов. Палеонтологічне обгрунтування стратиграфічного поділу юрської системи в Криму дали О. С. Моїсеєв і В. Ф. Пчелінцев.

Стратиграфічні межі юрських відкладів в Криму виявлені неоднаково. Контакт їх з верхньотріасовими відкладами невиразний. Він проходить в межах таврійської флішоподібної формації, де тріасові і юрські відклади пов'язані поступовими переходами. Поступові переходи місцями пов'язують верхню юру з нижньою крейдою. Але здебільшого верхня межа юрської системи в Кримських горах відзначається наявністю слідів розмиву і літологічною зміною наверствовань на межі юрської і крейдової систем.

В складі юрської системи в Криму виділяються всі три її відділи: нижній, середній і верхній.

Нижня юра. *Лейас.* Нижньоюрські відклади в Кримських горах входять до складу таврійської серії відкладів і разом з нею мають досить велике поширення. На підставі палеонтологічних даних верхня частина цієї серії з району Сімферополя належить до нижнього і почасти середнього лейасу. На верхню частину лейасу і нижню догеру — середньої юри — припадає внутрішня перерва у відкладанні юри.

За літологічним складом лейасова товща в Криму представлена переважно верствами органогенно-криноїдних і брекчієподібних сірих та червоних вапняків, які переходять у піскуваті вапняки верхньої частини ескі-ординської світи. Нижньоюрські вапняки також часто залягають у вигляді ізольованих скиб, розміщених серед сланців таврійської серії. Такі скиби, звичайно невеликого розміру (1—12 *м*), виявлені по долині р. Альми, в с. Стилі, в околицях м. Ялти, в районі Лівадії, Массандри тощо. За даними Моїсеєва, в скибах лейасових вапняків поширені численні рештки брахіопод, включаючи Spiriferina alpina O p p., а також рештки амонітів Arnioceras mendex F u c i n i var. taurica M o i s., Coroniceras ex gr. bucklandi S o w., що характерні для синемюрського ярусу. Вважається, що верстви лейасових вапняків були деформовані під час складко- й горотворення в Криму. В районі Бодраку переміщення скиб відбувалося з півночі на південь, а в околицях Ялти і Стили—з півдня на північ. Переміщення відбувалися в час, коли в центральній частині Кримських гір ще тривало відкладання таврійської серії.

Середня юра. Відклади середньої юри відіграють у будові Кримських гір дуже велику роль. У відслоненнях вони зустрічаються окремими смугами, які в цілому видовжені з південного заходу на північний схід. Перша смуга починається в районі мису Фіолент, простягається на північний схід біля підніжжя внутрішнього краю передгір'я і відслонюється в басейнах рр. Альми, Бодраку і Салгиру. Другий район розвитку середньоюрських відкладів простягається на північний схід від Балаклави і займає широке поле на північних схилах Кримських гір. Відслонюються на всю свою потужність середньоюрські відклади в цьому районі по долинах рр. Бельбеку, Качі, Альми тощо. Третій район

простягається вздовж південних схилів Яйли, між мисом Ласпі і Біюк-Ламбатом. Останній чималий район їх відслонень міститься на схід від м. Судака, біля Планерного.

Особливості середньоюрських відкладів в Криму вивчало багато дослідників, починаючи від д'Орбіньї. Докладні характеристики їх дали О. О. Борисяк, М. І. Каракаш, Д. П. Стремоухов і, особливо докладно, В. Ф. Пчелінцев, О. С. Моїсеєв, Б. О. Федорович, Д. В. Соколов та М. В. Муратов.

Стратиграфічні межі середньоюрських відкладів в Криму досить виразні. Ці відклади всюди незгідно налягають на більш давні верстви. Поверхня таврійської серії та ескі-ординських відкладів, що їх підстелюють, має яскраві сліди розмиву. Перерва між лейасом і догером в Криму охоплювала і ааленський вік. Верхня межа середньоюрських відкладів в Кримських горах невиразна.

Вище в межах юрських відкладів виявлена перерва і різка незгідність налягання верхньої юри на середню.

Середньоюрські відклади в Криму відзначаються великою різноманітністю фацій. Найбільш поширені серед них: 1) товщі глинистих сланців з проверстками пісковиків, 2) вулканогенна товща, 3) сланцьово-пісковикові відклади, часом вугленосні, з проверстками вулканогенних порід, і 4) потужні конгломерати бітакської світи. Ці відклади по простяганню пов'язані повільними переходами. Стратиграфічно в межах відкладів середньої юри в Криму виділяються яруси — б а й о с ь к и й і б а т с ь к и й.

Для ілюстрації особливостей середньоюрських відкладів Криму наведемо кілька прикладів. У долині р. Бодраку нижні верстви середньої юри незгідно перекривають сильно зім'яті відклади таврійської серії. Товща середньої юри в цьому районі має потужність близько 100 *м*. В низу її переважають темносірі й буруватосірі сланці, вище — верстви зеленуватих вулканічних туфів з проверстками сланців та, у вигляді верств, покриви олівінового базальту. Значне поширення мають також туфобрекчії і вулканічні брекчії, що включають уламки базальту і, в дуже великій кількості, вулканічні бомби. Середньоюрські сланці і вулканогенні породи в басейні Бодраку прорізані численними дрібними інтрузіями габро-порфіриту, діорит-порфіриту, які утворюють штоки та дайки. Далі на північний схід, в межах вододілу Альми і Салгиру, середньоюрські відклади перекриті крейдою і відслонюються лише в районі Сімферополя. У відслоненнях по долинах Малого і Великого Салгирів ці відклади представлені потужною серією конгломерату *бітакської світи.* Конгломерат має сіруватозелений колір і складається з міцно зцементованої, добре заокругленої гальки. Склад гальки різноманітний: пісковики тріасового віку, кристалічні сланці, філіти, кварцитоподібні пісковики, яшма, сірий вапняк, скрем'янілі вулканічні туфи тощо. Галька скріплена піскуватим цементом з домішкою вулканічного туфу. Потужність конгломерату, очевидно, перевищує 1500—1800 *м*.

В районі найбільшого свого поширення, по долинах Бельбеку, Качі і Альми, середня юра найповніше відслонена в районі Бешуйського кам'яновугільного родовища по р. Чуюн-Інга. В основі середньоюрських відкладів у цьому районі залягають грубозернисті кварцові і аркозові пісковики. Вище вони переверствовуються з бурими сланцями. Ці відклади перекриті товщею пісковиків, часом з кварцовою галькою, піщаних аргілітів з рослинними рештками і сланцьових глин. У верхній частині розрізу залягають два пласти кам'яного вугілля в 1,5—1,8 *м*. З вугленосних відкладів В. Ф. Пчелінцев визначив рештки молюсків Amberleja angusta C o s s m., Nerita minuta S o w., Natica tracta P i e t t e, Fibula cf. multivoluta P i e t t e, Excelissa cf. praealpina C o s s m., Fibula canina H u d l.,

F. corpulenta P c e l. З цих же відкладів відомі рослинні рештки, серед яких О. С. Моїсєєв називає: Dictyophyllum rugosum L. et H., Laccopteris polypodioides B r o n g n., L. Phillipsii Z i g n o, Sagenopteris Phillipsii B r o n g n., Cladophlebis sp., Nilssonia sp., Coniopteris hymenophylloides B r o n g n., Brachyphyllum mamillare B r o n g n.

На підставі численних палеонтологічних решток вік вугленосних відкладів визначають як п і з н ь о б а й о с ь к и й.

Над вугленосними відкладами середньої юри в цьому районі лежить потужна товща грубих, місцями конгломератоподібних, пісковиків з рослинними рештками, серед яких наводять Cladophlebis denticulata (B r o n g n.).

Верхню частину середньоюрських відкладів, в районі Бешуйського вугільного родовища, складає дуже потужна товща глин та глинистих сланців і проверстків тонкозернистих пісковиків, в яких виявлено рештки Posidonomya buchi R o e m. У складі товщі трапляються також проверстки вулканічних туфів, брекчій тощо. За віком ці верстви належать до б а т у.

В районі Балаклави середньоюрські відклади становлять ядро антиклінальної складки. Вони виявлені верствами темних зеленуватосірих сланців з тоненькими проверстками пісковиків і червонобурими конкреціями сферосидеритів. У складі цих відкладів Д. П. Стремоухов (1894) виявив рештки амонітів: Phylloceras subobtusum K u d e r n., Perisphinctes moorei O p p., P. aurigerus O p p., P. funatus O p p., P. curvicosta O p p., Macrocephalites macrocephalus S c h l o t h., Phylloceras euphyllum N e u m.

Наявність перелічених скам'янілостей підтверджує поступовий перехід середньоюрських відкладів у верхньоюрські — від б а т у до к е л о в е ю.

Середньоюрські відклади широко представлені на Південному березі Криму, на схід від м. Ялти. Нижню частину там представляють сірі дрібнозернисті і грубозернисті пісковики байоського віку. Вони налягають місцями на брекчії порід таврійської серії і лейасових вапняків. Верстви байоських пісковиків перекриті товщею сланцьових глин з Posidonomya buchi R o e m., конкреціями сферосидериту і проверстками пісковиків. Ця товща має батський вік.

За даними Моїсєєва, у пісковиках байоського віку зустрічаються рештки: Pseudomonotis echinata S o w., Dictyophyllum cf. rugosum L. et H., Sagenopteris Phillipsi (B r o n g n.), Cladophlebis denticulata (B r o n g n.), Todites williamsoni B r o n g n., Sphenopteris sp., Elatides cf. curvifolia M a t h.

У товщі батського віку Пчелінцев виявив рештки: Oppelia aspidoides O p p., Phylloceras kudernatschi H a u e r, Ph. disputabile Z i t t., Pseudomonotis echinata S o w., Posidonomya buchi R o e m., Nucula sp., Cucullaea concinna P h i l l., C. cucullata G o l d f., C. subdecussata M ü n s t., Trigonia imbricata S o w., Cypracardia nitida P h i l l., Gonionomya sp., а також рештки рослин.

У східній частині Кримських гір середньоюрські відклади поширені в районі Кара-Дагу і на схід від нього. Тут яскраво виділяються нижня товща — *карадазька туфо-лавова*, і верхня — *сланцьово-пісковикова* (рис. 98). Карадазька світа складається з переверстування туфів і туфобрекчій. Вони беруть участь в будові двох значних масивів — решток вулканів Берегового хребта і Святої гори. Туфо-лавова світа ускладнена пластовими жилами, екструзивними утвореннями і інтрузивами. Вулканічні виверження в цьому районі були тріщинного типу, а також представлені дайками і некковими інтрузіями. Вік вулканічних вивержень, на підставі знайдених у карадазькій світі скам'янілостей, визначається як п і з н ь о б а й о с ь к о - б а т с ь к и й.

Сланцьово-пісковикові середньоюрські відклади в східній частині Криму мають значно більше поширення порівнюючи з туфо-лавовою світою. За даними М. В. Муратова, на схід від Кара-Дагу виділяються два горизонти. В нижньому з них переважають сірі глини з тоненькими проверстками пісковиків та мергелю. Верхній горизонт складають пластичні глини з конкреціями червонобурого сферосидериту. В нижньому горизонті виявлені рештки амонітів б а т с ь к о г о віку — Oppelia fusca Q u e n s t., Opp. discus d'O r b., Lytoceras adelae d'O r b. та ін. У верхньому знайдено рештки мішаної фауни з батських і келовейських форм — Phylloceras



Рис. 98. Карадазька сланцьово-пісковикова товща. Кара-Даг.

mediterraneum N e u m., Ph. kudernatschi H a u e r, Ph. flabellatum N e u m., Lytoceras ilanense S t r e m., Oppelia discus d'O r b.

Фауна байоських і батських відкладів Криму близька до аналогічної фауни Кавказу і належить до фауни Середземноморської провінції. Докладні характеристики її опрацював В. Ф. Пчелінцев.

Рештки рослин з середньоюрських відкладів описали А. М. Криштофович, О. С. Моїсєєв та ін. На думку останнього, середньоюрська рослинність Криму подібна до середньоюрської рослинності Польщі і Англії.

Осадкоутворення в середньоюрську епоху в Криму йшло за складних фізикогеографічних умов. У першу чергу відзначається нерівномірність коливальних рухів — в значних межах мінялась глибина басейнів в області акумуляції. Далі на характері осадків сильно позначилась напружена вулканічна діяльність і наявність багатьох вулканічних продуктів. На розподілі середньоюрських відкладів сильно позначився також складний тектонічний рельєф дна басейну і підвищених його берегів, продукти руйнування яких були джерелом матеріалу для створення середньоюрських відкладів. Ці підвищення, очевидно, являли собою архіпелаги островів, що виникли в процесі тектонічного розчленування і абразії герцинської суші. Острови і гірлянди островів, напевне, простягалися в близькому до широтного напрямку, як це було властиве самим герцинським побудовам в цій області. Про характер порід областей зносу в середній юрі Криму уявлення дає склад гальки з потужних товщ конгломератів, що його наведено вище.

За середньої юри в Криму були сприятливі умови для утворення ряду видів корисних копалин, серед яких особливо відзначаються

родовища кам'яного вугілля, бентонітових глин та різних кам'яних будівельних матеріалів.

Верхня юра. Верхньоюрські відклади відіграють основну роль у геологічній будові Кримських гір. Вони широко представлені і добре відслонені на всьому протязі Гірського Криму, від Балаклави до Феодосії.

Стратиграфічні межі верхньоюрських відкладів в Криму виявлені неоднаково. Від підстелюючих верств вони часто відокремлені поверхнею розмиву. Верхня межа юрської системи яскраво не виявлена. Верхньоюрські відклади всюди пов'язані з нижньокрейдовими поступовими переходами. Фаціальний склад верхньоюрських відкладів досить одноманітний.

Вивчення верхньоюрських відкладів в Криму має дуже довгу історію. Дані про них наводили Г. Д. Романовський (1872), В. Д. Соколов (1885), К. К. Фохт (1901), М. О. Головкінський (1883), О. О. Борисяк, В. М. Цебриков, М. І. Каракаш, Г. Ф. Вебер, Д. В. Соколов, О. С. Моїсеєв, Г. Я. Кримгольц, П. А. Двойченко, В. Ф. Пчелінцев, М. В. Муратов та ін.

В складі верхньоюрських відкладів в Криму виділяються всі яруси верхнього відділу юрської системи — келовейський, оксфордський, лузитанський, кімериджський і титонський. Поширення окремих ярусів верхньої юри неоднакове. Менш за все поширені середній келовей і оксфорд. Потужність верхньої юри досягає 3000—5000 *м.*

Келовейський ярус. Відслонення келовейських відкладів виявлені лише на незначній площі на схід від Балаклави та в районі Судака. За даними М. В. Муратова (1949), в межах судаксько-карадазької системи складок верхньоюрські відклади представлені глинисто-піщаною товщею, в якій проходить стратиграфічна межа келовею та бату. На цих глинисто-піщаних відкладах незгідно залягає товща дуже мінливого складу, яку Муратов виділяє під назвою *янишарського* горизонту. Він складається з буруватих, верствуватих пластичних або піщанистих глин з ярозитом і мергельними конкреціями. В нижній частині горизонту трапляються проверстки і лінзи глинистого оолітового мергелю, залізистого пісковика, глинистих конкреційних вапняків, в основі яких залягає верства конгломерату, галька якого майже повністю складається з мергельних конкрецій.

В оолітових мергелях і вапняках відомі численні рештки цефалопод, брахіопод, криноїдей келовейського віку тощо. Найчастіш зустрічаються: Phylloceras mediterraneum Neum., Ph. flabellatum Neum., Lytoceras adelae (d'Orb.), Perisphinctes moorei Opp., Hibolites bzoviensis Zeusch., Rhynchonella orbignyana Opp., Terebratella subcanaliculata Opp., Caucasella trigoniana Rothpl., Nautilus sp. та ін.

Оксфордський ярус. У східній частині Гірського Криму відклади келовейського ярусу перекривають потужні товщі пісковиків та конгломератів.

Органічні рештки в цій товщі зустрічаються рідко і здебільшого поганої збереженості. За визначенням Д. В. Соколова, вся ця пісковиково-конгломератна товща належить до оксфордського ярусу.

Лузитанський ярус. Відклади цього ярусу беруть участь у будові складок в районі Судака і Кара-Дагу. Також часто зустрічаються вони в південно-західній частині Кримських гір. Д. В. Соколов відзначає, що в Судакському районі відклади лузитанського ярусу повільними переходами пов'язані з підстелюючими верствами.

Перехідні верстви об'єднують у так звану глинисто-пісковиково-конгломератну «судакську» світу, низи якої належать ще до оксфорду. До лузитану потрібно відносити верхню частину цієї світи, в якій спостерігається чергування пісковиків, конгломератів і глинистих порід з

верствами вапняку. В глинистих породах нижньої частини лузитанського ярусу зустрічаються рештки поодиноких коралів, далі — їх невеликі колонії, що утворюють проверстки, і вище — верстви вапняків. Іноді корали складають значні масиви рифових вапняків (рис. 99). На підставі палеонтологічних даних у складі лузитанського ярусу Криму виділяють під'яруси *роракс履ький* і *секванський*.

В центральній частині Криму, в районі Ялти — Ай-Петрі, за даними О. С. Моїсеєва, в основі розрізу лузитанського ярусу залягає товща вапняків, переверстованих з пісковиками, конгломератами і темним мергелем.



Рис. 99. Рифовий вапняк пізньоюрського віку. Район Судака.

Серед скам'янілостей виявлені рештки Magnosia nodulosa Desl., Terebratula etalloni Roll., T. rauraca Roll., Rhynchonella corallina Leym. Тонковерствуваті вапняки з рештками брахіопод виявлені в районі водопаду Учан-Су. Сама вершина Ай-Петрі складена з масивних рифових вапняків. Лузитанські вапняки беруть участь у будові верхніх урвищ і карнизів Яйли. Серед поширених там щільних вапняків трапляються мармуроподібні відміни. Лузитанські вапняки значно поширені в районі Гурзуфа, де беруть участь у будові Гурзуфського сідла. Серед численних скам'янілостей, виявлених в цьому районі, В. Ф. Пчелінцев (1927, 1931, 1935) визначив характерні для рораксього під'ярусу Diceras ursicinum Th., Cardium apicilabratum Et., Natica eurita Lor., Nerinea contorta Buv., Nerinella cynthia d'Orb., N. canaliculata d'Orb., Polyptyxis cassiopei d'Orb., Aptyxis lorioli Pcel.; форми, властиві для лузитанського ярусу в цілому: Pecten virdunensis Buv., Terquemia ostreiformis d'Orb., Ostrea pulligera Goldf., O. quadrata Et., Mytilus furcatus Münst., Purpuroidea gracilis Lor., Natica amata d'Orb., Tylostoma corallinum Et., Ptygmatis bruntrutana Th., P. clio d'Orb., а також форми, типові лише для секванського під'ярусу: Perna subplana Et., Ostrea bruntrutana Et., O. dubiensis Contey., Natica georgeana d'Orb., Nerinea sculpta Et., Cyphotifer ranelloides Sauv.

Лузитанські відклади виявлені також на північних схилах Яйли, зокрема в районі Чатир-Дагу. Лузитанські вапняки на північних схилах Яйли заміщені потужними верствами конгломератів. Конгломерати перекриті вапняком кімериджського ярусу. На Демерджі-яйлі потужність конгломератів, на думку Муратова, не менша за 2000 *м.*

Верстви конгломератів переважають також серед лузитанських відкладів в районі Балаклави.

Масивні рифові вапняки лузитанського ярусу, поширені у східній частині Кримських гір, відіграють важливу роль у геоморфології цього краю. Більш стійкі, відпрепаровані денудацією, вони утворюють мальовничі масиви, круті скелі і урвища, які височать над залісеними схилами.

У будові рифових вапняків брали участь численні корали, серед яких А. Б. Міссуна і Є. С. Соломко визначили 62 види. Серед них особливо поширені: Aplosmilia crassa From., A. gregarea From., Astrocoenia bernensis Koby, A. concinna Goldf., Calamophyllia flabellum Blain., Cladocora dendroidea Sol., Cryptocoenia octasepta Et., Cr. limbata Goldf., Dimorpharaea expansa Sol., Montlivaultia acutomarginata Eichw., Thamnastrea patina Beck. та ін.

Лузитанські відклади в Криму мають більше поширення порівняно з келовейськими. Вони трансгресивно перекривають підстелюючі товщі. Велика потужність верств конгломератів свідчить про наявність значних підвищень, продукти руйнування яких були матеріалом для нагромадження конгломератів. Виходячи зі складу конгломератів, можна гадати, що в геологічній будові підвищень брали участь метаморфічні породи і граніти. Області зносу становили залишки давніх герцинських складчастих побудов, які за юри енергійно розчленовувались і руйнувалися.

Кімеридж і титон. Яруси кімериджський і титонський в Кримських горах ще більш поширені, ніж лузитанський. Вони беруть участь у геологічній будові південно-західної частини Гірського Криму і складають синклінорій східної частини гір.

В межах південно-західної частини Криму, на Яйлі, кімеридж-титонські відклади безпосередньо переходять у лузитанські. Як і останні, вони виявлені вапняками. В північних районах — по Бельбеку і в Долгоруковській яйлі, а також у східній частині Кримських гір, кімеридж-титонські відклади трансгресивно налягають на верстви давнішого віку. Верхня межа кімеридж-титону повсюдно відзначається різкою зміною літологічного складу осадків, з яких починається крейдова система.

Склад і органічні рештки відкладів кімериджського і титонського ярусів Гірського Криму вивчало багато дослідників. Серед них найбільше даних зібрали Є. С. Соломко, М. І. Каракаш, О. О. Борисяк, К. К. Фохт, Г. Ф. Вебер, В. Ф. Пчелінцев, О. С. Моїсеєв, Д. В. Соколов, М. В. Муратов та ін. Склад відкладів кімериджу і титону дещо різний в окремих районах Кримських гір.

У південно-західній частині кімериджські і титонські верстви налягають на потужні верстви конгломератів лузитанського віку. Вони представлені внизу рожевим, а вище темносірим мармуроподібним вапняком. Загальна потужність вапнякової товщі дорівнює 300—400 *м*. У вапняках часто бувають включення гальки, які по простяганню іноді переходять у пісковики та конгломерати. Товщі вапняків складають підвищення у рельєфі в басейнах рр. Бельбеку, Сухої, Чорної тощо. У верхів'ях р. Чорної і на південь від Байдарів на відкладах лузитанського ярусу залягає потужна серія вапняків, мергелю, глинистих вапняків і піскуватих вапняків з рослинними рештками. У цих відкладах Борисяк виявив рештки кімериджських амонітів — Oppelia nereus Font., Perisphinctes lictor Font., Phylloceras mediterraneum Neum. та ін.

Сірі мергелі з цієї товщі вважаються найбільш глибоководними верхньоюрськими відкладами. Мергельно-сланцьова товща в цьому районі завершується відкладами грубоверствуватих, брекчієподібних червоних вапняків, що належать до низів титону. Поверхня вапняків має ознаки глибокого розмиву. На ній залягають негрубі верстви пісковика і конгломерату, що переходять у товщу флішу. У відкладах флішу Г. Я. Кримгольц виявив рештки голкошкірих і моховаток, а також Aptychus punctatus Voltz., A. latus Park., Perisphinctes lothari Opp. тощо. Фліш складається з переверствовання мергельних глин сірого та жовтуватозеленого кольору з вапняком і вапнистим пісковиком. Товщина проверстків останніх 2—15 *см* і рідко досягає 1,5 *м*. У верхній частині флішові верстви пізньоюрського віку переходять без помітної зміни в зеленуваті глини валанжинського ярусу крейдової системи.

На схід від Балаклавського району палеонтологічно охарактеризовані вапняки титонського віку виявлені лише в районі Ай-Петрі. В інших частинах високих масивів — на Нікітській яйлі, Бабуган-яйлі — титонських відкладів немає, очевидно вони розмиті.

Кімериджські і титонські відклади дуже поширені на Чатир-Дазі. Вапняки цього віку складають південний гребінь його плоскогір'я. На північ від Чатир-Дагу вапняки утворюють окремі ізольовані підвищення. Долгоруковська яйла і Карабі-яйла складені також з верхньоюрських вапняків. У цих районах вапняки масивні або тонковерствуваті, часто піскуваті і брекчієподібні, забарвлені у жовтуватий, рожевий або сірий колір. З цими вапняками всюди пов'язані карстові форми. В нижній частині вапнякової товщі на Долгоруковській яйлі Г. Ф. Вебер виявив рештки Gryphaea reglyena Meyer, Cylindrobulina borissiaki Pcel., Retusa tereskundensis Pcel., Aptyxis pontica Pcel., Ptygmatis yalpachensis Vogdt, Itieria rugifera Zitt., Phaneroptyxis austriaca Zitt., Nerinea oblonga Pcel., Natica hemisphaerica Roem., Ctenostrea astreiformis d'Orb., Rhynchonella suessi Ziet. Частина цих форм має кімериджський вік, а більшість належить до титону. Найвищі горизонти титонських вапняків вміщають рештки рудистів і гастропод.

На схід від Карабі-яйли літологічний склад титонських відкладів змінюється. Вапнякові верстви по простяганню переходять у фліш. Флішові відклади мають велике поширення на всьому протязі від Карабі-яйли на заході до м. Старого Криму на сході. Ширина смуги відслонень флішу досягає 6 *км*. Східніше Старого Криму ширина її звужується, місцями переривається складчастістю і занурюється під рівень Чорного моря на схід від Феодосії. В підошві флішу на цьому просторі повсюдно лежить конгломерат.

Вік конгломератів ще достатньо не обгрунтований. Найбільш імовірне припущення, що в східній частині Кримських гір виявлено дві товщі конгломератів. Нижня з них, лузитанського віку, розглянута вище. Вона поширена в основі Карабі-яйли. На схід ця товща зрізується і перекривається потужною конгломератною товщею титонського віку, як то твердив Д. В. Соколов. Конгломерати мають грубу верствуватість, складаються з міцно скріплених піскувато-вапняковим цементом гальок різних порід. Розмір гальок дуже змінний — від найдрібніших до валунів діаметром понад 1 *м*. В їх масі трапляються включення, де галька добре відсортована і входить до складу пісковиків. У конгломератах переважають гальки з сірого і коричньового вапняку, пісковика, кварциту, а також гальки ліпариту і трасу карадазького типу. Верстви конгломерату сильно дисльоковані.

Флішова верхньоюрська товща Криму, що перекриває конгломерати, за даними деяких дослідників, має потужність до 1800 — 2500 *м*. Вона складається з верств аргілітів і сланців, часом карбонатних, переверствованих з пісковиком, проверстками дрібногалькового конгломерату і брекчієподібного вапняку. Пісковикові й вапнякові проверстки залягають ритмічно, мають значне простягання і незначну товщину — декілька або кілька десятків сантиметрів. На поверхні наверствування

їх виявлені звичайні для флішу форми, фукоїди, сліди мулоїдів, хвилювання води тощо.

Рештки організмів у флішових верхньоюрських відкладах зустрічаються рідко. Серед скам'янілостей виявлені: Aptychus punctatus Voltz., A. Latus Opp., Phylloceras, Berriasella, Hoplites тощо. На підставі палеонтологічних даних вважається, що відклади флішу належать до верхньої частини титону і поступово переходять до низів крейдової системи.

Кімеридж-титонські вапняки північніше флішової зони Криму у відслоненнях трапляються ізольовано. Окремі скелі їх відомі на південний схід від Білогорська біля сс. Ішуня, Бурачека та на межиріччі Біюк-Карасу і Кучук-Карасу. На сході перервиста гряда вапняків утворює велику гору Агармиш, що високо піднімається над Старим Кримом. Тут поширені брекчієподібні вапняки і вапнякові конгломерати. Існує думка, що кімеридж-титонські відклади в районі Старого Криму трансгресивно перекривають відклади таврійської серії і, можливо, древні кристалічні сланці.

Співвідношення конгломератних, флішових і карбонатних верхньоюрських відкладів у східній частині Криму дає підстави для висновку, що уламковий матеріал для утворення верств конгломератів зносило з півдня, де в межах сучасного Чорного моря, на південь від Алушти і Феодосії, були підвищення.

Крейдова система

Крейдові відклади на Кримському півострові мають дуже велике поширення. Вони відслонені майже без перерви на всьому просторі північних схилів Кримських гір, від Балаклави на південному заході до Феодосії на північному сході, і відомі на Керченському півострові. Крейдові відклади, переважно нижня крейда, беруть участь у будові північних передгір'їв головної гряди Кримських гір, виповнюють тектонічні занурення в її межах, складають обширні простори їх другої гряди. Верхні горизонти крейдової системи є складовою частиною будови урвищ другої гряди Кримських гір, відслонюються в межах першої поздовжньої долини, яка відокремлює зовнішню і внутрішню куести Криму. На північ від Кримських гір верстви крейдової системи занурюються і під покривом молодших відкладів поширені по всій території Степового Криму, де виявлені за допомогою численних свердловин. У відслоненнях поза межами Кримських гір крейдові відклади відомі лише на Тарханкутській височині та в Карангатській складці на Керченському півострові.

Стратиграфічні межі крейди в Криму виявлені неоднаково. Нижня межа, як правило, виступає виразно через різку зміну літологічного складу порід з переходом до юрської системи. В окремих районах це найчастіш спостерігається в синклінальних прогинах. Фації верхньої юри і нижньої крейди подібні. Тому між відкладами верхньої юри і нижньої крейди спостерігається повільний перехід. Верхня межа крейдової системи в Криму здебільшого нечітка. Вапняково-мергельні відклади крейди без помітної зміни переходять у такі ж породи ранньотретинного віку.

Наявність крейдових відкладів в Криму вперше відзначив В. Ф. Зуєв. У подальшому крейду описували тут П. С. Паллас, Ф. Дюбуа де Монпере, Г. Д. Романовський, Р. А. Прендель, Е. Фавр, В. П. Цебриков, О. О. Борисяк та ін. Докладну характеристику нижньокрейдових відкладів в Криму в 1907 р. дав М. І. Каракаш. Верхньокрейдові відклади детально описували Г. Ф. Вебер (1925, 1934) і П. А. Двойченко. Стратиграфічний поділ крейдових відкладів в Криму опрацьовували О. С. Моїсеєв, Г. Я. Кримгольц, В. Ф. Пчелінцев,

Н. С. Воронець, М. В. Муратов та ін. В результаті багатолітніх досліджень крейдових відкладів, здійснених багатьма поколіннями учених, особливості крейдової системи вивчені досить повно.

Крейдову систему в Криму поділяють на відділи: нижній, з ярусами валанжинським, готеривським, баремським, аптським і альбським, і верхній, з ярусами сеноманським, туронським, коньякським, сантонським, кампанським, маастрихтським і датським.

Нижня крейда. Нижній відділ крейдової системи найбільш повно відслонюється в межах головної і другої гряд Кримських гір. Склад порід ранньокрейдового віку відзначається дуже великою змінністю як в розрізі, так і за простяганням.

Валанжинський ярус. Відклади валанжинського ярусу в Криму виявлені досить широко.

Літологічний склад їх мінливий. В нижній частині їх, в районі мм. Феодосії, Старого Криму, с. Бельбека тощо поширені відклади відносно глибоководні глинисто-мергельні, з рештками брахіопод, мілководні піщано-карбонатні і узбережно-конгломератні. Палеонтологічні рештки з валанжину докладно вивчали О. Ретовський в 1893 р., в 1895 р. Кіліан та ін. Для товщі валанжину характерні: Holcostephanus obliquenodosus Ret., H. (Spiticeras) orientalis Kil., H. proteus Ret., Thurmannia janus Ret., Berriasella pontica Ret., B. subchaperi Ret., Acanthodiscus incompositus Ret., Haploceras (Lissoceras) carachtheis Zeuschn., H. cristifer Zitt., H. elimatum Opp., Oppelia macrotela Opp., O. zonaria Opp., Berriasella callisto d'Orb., Neocomites occitanicus Pict., Phylloceras semisulcatum d'Orb., Ph. mediterraneum Neum., Ph. serum Opp., Ph. beneckei Zitt., Lytoceras honnorati d'Orb., L. liebigi Opp.

Крім численних амонітів у валанжинських відкладах виявлені рештки аптих, белемнітів, гастропод, пелеципод та брахіопод.

На підставі палеонтологічних даних валанжинський ярус в Криму поділяють на два горизонти — нижній, *беріасовий,* що відповідає нижній частині валанжину, і верхній, що відповідає середній та верхній частинам цього ярусу. За літологічним складом обидва горизонти валанжину майже однакові. У верхньому горизонті значно поширені грубі піщанисті детритусові вапняки. У глинистих верствах його, крім цього, зустрічаються конкреції сферосидериту та бариту.

У цих відкладах, які вважаються більш глибоководними в районі Феодосії, зустрічаються рештки Lamellaptychus didoyi Coq., Duvalia lata Bl., D. binervia Rasp. та ін.

У карбонатних пісковиках беріасового горизонту О. О. Борисяк виявив рештки Thurmannia boissieri Pict., Berriasella privasensis Pict. та інші форми.

Готерив. Відклади валанжинського ярусу доверху без помітної зміни переходять у верстви подальшого, готеривського ярусу. Різниця між ними полягає лише в зміні складу викопної фауни. Відклади готериву поширені на північних схилах Долгоруковської яйли, в басейні Малого Салгиру, на вододілі рр. Бельбеку і Чорної, а також між Бельбеком і Салгиром, в межах другої гряди. В останньому районі переважають верстви пісковиків з проверстками залізистих оолітів та коралових вапняків. В районі Старого Криму відомі відклади конгломератів цього віку.

В складі готеривських відкладів Криму відомі численні скам'янілості, які докладно опрацював М. І. Каракаш. Серед органічних решток характерні для цього ярусу: Duvalia dilatata Bl., D. crimica Kar., Nautilus pseudoelegans d'Orb., N. neocomiensis d'Orb., Phylloceras infundibulum d'Orb., Lytoceras phestus Math., Neolissoceras grasi d'Orb., Desmoceras cassidoides Uhl., Leopoldia leopoldi d'Orb., Holcodiscus

fallacior C o q., Astieria cadoceroides K a r., Simbirskites auerbachi E i c h w., Crioceras duvali L e v., C. picteti N o l., Ptychoceras morloti O o s t., Pleurotomaria neocomiensis d'O r b., Exogyra couloni d'O r b., Alectryonia rectangularis R ö m., Plicatula placunea L a m., Vola atava d'O r b., Inoceramus aucella T r d., Sphaera corrugata S o w., Panopaea neocomiensis d'O r b., Rhynchonella moutoni d'O r b., Terebratula acuta Q u e n s t., Holectypus macropygus D e s o r., Echinospatagus cordiformis B r e y n та ін.

Б а р е м с ь к и й я р у с. Відклади баремського ярусу в Криму мають таке ж велике поширення, як і підстелюючі їх відклади готеривського і вкриваючі—аптського ярусів. За літологічним складом це відносно глибоководні осадки карбонатних глин, верствуватих або масивних вапняків, відклади неглибокого моря, що виявлені верствами карбонатних пісковиків, піскуватих вапняків, органогенним мергелем з залізистими оолітами, пісковиками та грубоуламковими конгломератами з крупною галькою і брилами різних порід, нагромаджених в узбережній частині моря.

Більш глибоководні відклади глинистої фації баремського ярусу поширені в східній частині Кримських гір, на північ від Чатир-Дагу, у верхів'ї Салгиру, і простягаються до Балаклави. На північних схилах Головної гряди, на вододільних підвищеннях між рр. Бельбеком і Чорною, баремські відклади виявлені вапняковою фацією. Серед вапняків зустрічаються рожеві брекчієподібні, щільні, масивні відміни з рештками криноїдей та гастропод. Часто також вапняки мають неправильну верствуватість, коричньовий і бурий колір, або заміщаються, наприклад в басейні р. Бельбеку, ніздрюватими неверствуватими жовтуватосірими вапняками з численними рештками молюсків.

На північний захід від Сімферополя барем виявлений більш мілководними відкладами, серед яких часто зустрічаються верстви червонобурих, жовтих, сіруватих піщанистих і оолітових вапняків, часто залізистих і з коралами. В цих відкладах багато скам'янілостей, в тому числі амонітів, брахіопод, устриць, морських їжаків. Особливо численні рештки амонітів, белемнітів, пелеципод, брахіопод, морських їжаків М. І. Каракаш виявив і описав у верствах глинистого рожевого і рожевожовтого вапняку, що відслонюється на схилах другої гряди Кримських гір в басейні р. Бельбеку. Грубоуламкові узбережні відклади баремського віку добре виявлені на північно-східних схилах гір в районі Білогорська, Старого Криму тощо.

Серед численних скам'янілостей баремського ярусу в Криму найбільш характерними, за М. І. Каракашем, вважаються: Mesohibolites fallauxi U h l., Nautilus eichwaldi K a r., Phylloceras ponticuli R o u s s., Ph. milaschewitschi K a r., Ph. sablensis K a r., Ph. infundibulum d'O r b., Ph. eichwaldi K a r., Lytoceras subsequens K a r., L. eichwaldi K a r., Haploceras (Lissoceras) grasi d'O r b., Desmoceras difficile d'O r b., D. subdifficile K a r., D. hemiptychum K i l., D. ponticum K a r., D. biassalense K a r., D. tauricum K a r., Silesites vulpes U h l., S. typus M i l a s c h., Holcodiscus caillaudi d'O r b., H. fallacior C o q., H. ziczac K a r., Astieria elegans K a r., A. pavlowi K a r., Simbirskites versicolor T r d., S. inversus M. P a v l., Crioceras recticostatum K a r., C. pictetiaeforme K a r., Macroscaphites eichwaldi K a r., M. ivani P u z., Hamulina picteti E i c h w., H. taurica K a r., Pygope janitor P i c t., Rhabdocidaris tuberosa D e s o r., Pseudocidaris clunifera L o r., Holaster exilis E i c h w.

А п т с ь к и й я р у с. Відклади апту в Криму в порівнянні з різноманітними породами барему характеризуються більшою однорідністю складу. На значних просторах від Балаклави до Феодосії в межах другої гряди Кримських гір аптські відклади повсюдно представлені товщею зеленуватих, коричньових, червонобурих глин з включеннями сферосидериту і, іноді, проверстків пісковиків. Скам'янілості у відкладах апту представлені рештками белемнітів; найбільш характерний Neohibolites semicanaliculatus B l a i n v.

А л ь б с ь к и й я р у с. Після відкладання осадків аптського ярусу в нагромадженні нижньокрейдових відкладів в Криму сталася деяка зміна умов, викликана загальним зануренням. В розрізі крейдових наверствувань це позначилося в незгідному трансгресивному заляганні альбських відкладів на розмитій поверхні апту і давніших наверствувань.

Серед альбських відкладів особливо поширені темносірі і чорні глини, флішоподібні чорні глини, переверствовані з пісковиком, пісковики з проверстками конгломератів і піщаних глин, піскуваті вапняки та конгломерати.

Чорні й темносірі глини виявлені в північно-східній частині Кримських гір. На захід від Старого Криму у відкладах альбських глин часто зустрічаються проверстки глауконітового пісковика із скам'янілостями. На південний захід від Сімферополя альбські відклади представлені жовтими і червонястими пісковиками з галькою, а далі вапняковим конгломератом. У долині р. Бельбеку вони виявлені потужною товщею конгломератів. Товщі конгломерату лежать в основі альбських відкладів також на захід від м. Балаклави. В складі їх переважає галька кварцу і скиби юрського вапняку. Над конгломератами лежать верстви сланцюватих глин з проверстками пісковика і конгломерату. На схід від Балаклави ці відклади заміняють туфогенні пісковики.

Органічні рештки у відкладах альбського ярусу зустрічаються досить часто і представлені вони значною різноманітністю викопних форм. За даними Г. Я. Кримгольца, в пісковиках з околиць Балаклави зібрано характерні для альбу скам'янілості амонітів: Kosmatella agassizi P i c t., Hamites aff. atenuatus S o w., Puzosia mayeri d'O r b., P. shaperi S p a t h., Latidorsella latidorsata M i c h., Hoplites interruptus S o w., H. dentatus S o w., H. subdentatus N a t s., Anahoplites uhligi S e m., A. planus M a n t e l., A. splendens S o w. Mortoniceras inflatum S o w.

Список пелеципод і гастропод з цих пісковиків доповнює В. Ф. Пчелінцев. Характерні для горизонту такі представники їх: Turbo coquandi P. C., Natica gaultina d'O r b., N. dupini D e s h., N. favri P i c t. et R o u s s., Tylosoma cf. gaultinum P. C., Confusiscala dupini d'O r b., Turritella (Haustator) vibrayeona d'O r b., Metacerithium ornatissium D e s h., Dicroloma cf. parkinsoni M o n t., D. marginata S o w., Columbellina dupini d'O r b., Avellana incrassata S o w., A. subincrassata d'O r b., A. dupini d'O r b., Ringinella lacryma M i c h.

Верхня крейда. Верхньокрейдові відклади в Криму в порівнянні з нижньокрейдовими поширені на значно менший площі. Вони відслонюються неширокою смугою, яка включає урвища другої гряди Кримських гір і міжгір'я, що відокремлює другу гряду куест від третьої. В межах цього простору верхньокрейдові відклади найяскравіше представлені в околицях Бахчисарая. Суцільна зона поширення верхньокрейдових відкладів передгір'я Кримських гір переривається лише між Сімферополем і Зуєю. На північ від Кримських гір верхньокрейдові відклади занурюються під молодші наверствування, під якими вони виявлені на всьому просторі Степового Криму і прилеглих районів Причорноморської западини.

Літологічний склад верхньокрейдових відкладів Криму одноманітний. Основну масу верств її становлять вапняково-мергельні породи.

С е н о м а н с ь к и й я р у с. Літологічний склад сеноманських відкладів досить одноманітний. У більшості відслонень вони починаються верствами сильно піскуватих глауконітових мергелів з численними

рештками ауцелін; на них налягає потужна товща зеленуватих глинистих і білих крейдоподібних мергелів.

Для нижньої товщі сеноманських відкладів керівними вважаються рештки Aucellina gryphaeoides S o w., A. krasnopolskii P a v l., Schloenbachia varians S o w., Hamites sp., Hibolites ultimus d'O r b.

У товщі мергелів переважають рештки Turrilites cenomanensis S c h l o t h., T. tuberculatus B o r t., Scaphites cf. aequalis S o w., Acanthoceras mantelli S o w., Hibolites ultimus d'O r b., Exogyra conica S o w., Pecten squamula L e a c h., Aucellina gryphaeoides S o w., A. krasnopolskii P a v l., Inoceramus cripsi M a n t., In. tenuis M a n t., In. anglicus W o o d s.

Сеноманські мергелі у верхній частині непомітно переходять у відклади туронського ярусу. Лише в окремих районах, наприклад біля Білогорська, а також на Бурульчі, у верхній частині їх зустрічаються проверстки глинистих і піщанистих порід.

Т у р о н с ь к и й я р у с. Відклади туронського ярусу поширені вздовж північних схилів західної і центральної частин Кримських гір. Нижній горизонт туронського ярусу в цих частинах передгір'я представлений білим кременистим плитчастим мергелем з окремими невеликими конкреціями кременю. Потужність цих верств досягає 20 *м*. У цих відкладах зустрічаються скам'янілості губок, амонітів та брахіопод. Керівними формами вважаються Inoceramus labiatus S c h l o t h., Pteria tenuicostata R o e m., Rhynchonella sp. та ін.

Верхній горизонт туронських відкладів представлений товщею білих фарфороподібних вапняків, іноді брекчієподібними вапняками, писальною крейдою. В цих відкладах часто зустрічаються великі конкреції чорного кременю. Туронські мергелі беруть участь у будові Кримських куест. Органічні рештки в них зустрічаються часто. До найбільш характерних, крім Inoceramus lamarcki P a r k., належать скам'янілості In. cuvieri S o w., In. schloenbachi B ö h m, Rhynchonella cuvieri d'O r b., Terebratula carteri D a v., Micraster leskei D e s., Echinocorys gravesi D e s., Intulaster excentricus d'O r b., Conulus albogalerus K l e i n., C. subconicus d'O r b., Salenia granulosa F o r b. та ін.

К о н ь я к с ь к и й і с а н т о н с ь к и й я р у с и в Криму виявлені товщею білих крейдоподібних мергелів, які внизу непомітними переходами пов'язані з підстелюючими верствами з Inoceramus lamarcki P a r k. Над цими мергелями в районі Білогорська і Бахчисарая залягають верстви білого вапняку з проверстками глинистого мергелю. Б. М. Келлер (1939) у цих відкладах виявив рештки форамініфер Spiroplectammina rosula E h r., Martinottiella communis (d'O r b.), Stensioina exculpta R e u s s, Anomalina pertusa M a r s s o n, A. willerstorfi S c h w a g e r i A. pseudoexcolata K a l i n i n, що не зустрічаються у відкладах кампану і вважаються характерними для сантонського віку. На цій підставі в загальній мергельній товщі верхньої крейди і виділяються ці яруси.

К а м п а н с ь к и й я р у с. Відклади цього ярусу за літологічним складом цілком подібні до підстелюючих їх верств. Мергельна товща кампану, однак, перекриває трансгресивно туроно-коньякські вапнякові верстви. Дещо інший склад відклади кампанського ярусу мають в районі Сімферопольського підвищення. Верхні горизонти їх представлені сильно піскуватим глауконітовим мергелем з невеликими конкреціями фосфоритів. На південний захід від міста, в районі с. Курців, у верхній частині кампанського ярусу залягає пласт килу — бентонітової глини, потужністю близько 1,4 *м*. Вище бентонітова глина переходить у зеленуватий мергель. Кил лежить на розмитій поверхні щільного вапняку. Це один з доказів трансгресивного розвитку морських умов у другій половині кампанського віку.

Мергелі кампанського ярусу багаті на скам'янілості. Серед викопних решток Г. Ф. Вебер визначила велику кількість форм, з числа яких найбільш поширені: Nautilus patens K n e r., N. dekayi M o r t., Hamites cylindraceus D e f r., Baculites knorri D e s m., Heliococeras schloenbachi F a v r e, Hauericeras pseudo-gardeni S c h l ü t., Belemnitella mucronata S c h l o t h., Scalpellum maximum S o w., Scalaria decorata R o e m., Lima hoperi M a n t., L. semisulcata N i l s., Ostrea vesicularis L a m., Pecten royanus d'O r b., Inoceramus regularis d'O r b., Rhynchonella limbata S c h l o t h., Offaster pilula L a m b., Galeola gauthieri L a m b., Cardiaster granulosus F o r b., Hemiaster nordmani E i c h., Echinocorys vulgaris B r e i n., Ech. ovatus L e s k e, Ech. piramidatus P o r t., Echinoconus roemeri D e s h. і багато інших. З форамініфер у нижньокампанських верствах трапляються рештки Arenobulimina borealis (C a r s e y), Anomalina pertusa M a r s s o n, A. rubiginosa K a l i n i n (non C u s h m a n) та ін. Керівними для відкладів цієї частини верхньокрейдових відкладів є Belemnitella mucronata S c h l o t h., B. conica A r c h. та Inoceramus balticus B ö h m.

М а а с т р и х т с ь к и й я р у с. Відклади маастрихту на більшій частині території їх поширення складені товщею піскуватих мергелів, а вище — переважно верствами карбонатного глауконітового пісковика. Ці пісковики в межах їх залягання утворюють потужні карнизи, які нависають над менш стійкими верствами маастрихту. В основі маастрихтського ярусу є проверсток глауконітового мергелю з конкреціями фосфоритів, яким починається його розріз.

Визначені три горизонти маастрихтського ярусу витримуються на значному простяганні. За даними Г. Ф. Вебер, вони також відрізняються палеонтологічно.

У складі викопних органічних решток нижнього горизонту переважають амоніти і деякі пелециподи; вище з'являється значна кількість решток гастропод і белемнітів. В цілому для нього характерні: Nautilus restrictus G r i e p., N. dekayi M o r t., N. patens K n e r., Gaudryceras colloti de G r o s s., Hamites cylindraceus D e f r., Baculites knorri D e s m., B. vertebralis L a m., Scaphites constrictus S o w., S. tenuistriatus K n e r., Pachydiscus neubergicus H a u e r, Ancyloceras retrorsum S c h l ü t., Belemnitella lanceolata S c h l o t h., Policipes conicus R e u s s., Turritella quadricincta G o l d f., Pterocera ovata M ü n s t., Cerithium griepenkerli M ü l l., Pholadomya esmarki N i l s., Lucina saharacia Q u a a s., Crassatella bohemica S c u p., Ostrea vesicularis L a m., Spondylus dulempleanus d'O r b., Lima hoperi M a n t., Pecten mantellianus d'O r b., P. membranaceus N i l s., Neithea striatocostata G o l d f., Inoceramus regularis d'O r b., In. umbonatus M e e k., а також рештки морських їжаків Hemiaster nordmani E i c h w., Cardiaster granulosus F o r b., Echinoconus roemeri D e s., Echinocorys vulgaris B r e i n. та ін.

У відкладах середнього горизонту маастрихту північних схилів Кримських гір поширені піщанисті мергелі, в яких зустрічаються скам'янілі рештки риб та рептилій, а також рештки молюсків. Серед останніх відомі: Belemnitella lanceolata S c h l o t h., Ancyloceras retrorsum S c h l ü t., Voluta semilineata M ü n s t., Pholadomya aequalis G o l d f., Panopaea mandibula S o w., Pecten meridionalis E i c h w., Nucula tenera M ü l l. та ін.

Верхній, останній, горизонт маастрихтського ярусу в Криму, за даними Г. Ф. Вебер, представлений карбонатними глауконітовими пісковиками, що в ряді місць утворюють карнизи в урвищах і на схилах гір. У пісковиках виявлена велика кількість скам'янілостей пектенів, устриць та ін. Найбільш поширені: Belemnitella americana M o r t., B. lanceolata S c h l o t h., Ostrea lunulata N i l s., O. ungulata C o q., O. deshayesi D u b., O. semiplana S o w., O. peroni C o q., O. canaliculata S o w., O. similis

P o u c h., O vesicularis L a m., Exogyra decussata G o l d f., E. laciniata N i l s., Pecten meridionalis E i c h w., P. cretosus L a m., P. membranaceus N i l s., Neithea substriatocostata d'O r b., N. simbirskensis d'O r b. та ін.

В східній частині Кримських гір розріз відкладів маастрихтського ярусу стає більш однорідним. Менше в ньому викопних решток молюсків, зокрема гастропод і устриць. У цьому районі маастрихтські відклади переходами пов'язані з датськими верствами.

Д а т с ь к и й я р у с. Найвищі горизонти крейдової системи в Криму відкладалися за умов значних тектонічних коливань, в яких переважали низхідні рухи. Через те відклади датського ярусу на переважній частині Кримського передгір'я залягають трансгресивно на відкладах давнішого віку. В західній частині передгір'я відклади дату починаються верствами глауконітового пісковика з конкреціями фосфоритів і численними рештками молюсків та морських їжаків. Керівні форми цього горизонту: Nautilus danicus S c h l o t h., N. bellerophon L u n d., Scalaria labrosa W a n n., Hemiaster inkermanensis L o r., Echinocorys sulcatus G o l d f. та ін. Вищий горизонт датського ярусу представлений верствами піскуватого мергелю, в якому часто зустрічаються рештки Nautilus danicus S c h l o t h., Ostrea vesicularis L a m., Exogyra decussata G o l d f., Terebratula obesa S o w., Crania tuberculata N i l s. тощо, рештки морських їжаків. Завершується датський ярус у цьому районі білими і жовтуватими моховатковими вапняками з рештками Cidaris harduini D e s., Hemiaster inkermanensis L o r., Crania tuberculata N i l s., Scalaria labrosa W a n n., Ostrea canaliculata S o w., O. vesicularis L a m., Spondylus lamellatus N i l s. тощо.

У східній частині Кримських гір і на Керченському півострові відклади датського ярусу представлені верствами кременистих і піскуватих мергелів. Ці відклади майже позбавлені органічних решток; серед останніх згадують невиразні залишки водоростей, пелеципод. В одній із лінз літотамнійового вапняку, що залягають у цій товщі, виявлені рештки ринхонел.

Відклади датського ярусу в східній частині Кримських гір поступовими переходами пов'язані з підстелюючими маастрихтськими і вкриваючими палеоценовими верствами. Разом з тим із складу палеонтологічних документів і вміщаючих їх відкладів випливає, що наприкінці крейдового і за третинного періодів в Криму знову настав час переважання висхідних рухів, піднять, мінялися фізикогеографічні умови відкладання осадків, стали переважати відклади неглибокого моря, узбережжя, а поряд з цим поступово зменшувалися площі поширення відкладів подальших геологічних утворів.

КАЙНОЗОЙСЬКА ГРУПА

Кайнозойська група відкладів на Кримському півострові має відносно менше поширення в порівнянні з відкладами мезозою.

Третинна і четвертинна системи цієї групи в Криму виявлені нерівномірно і різко відмінні одна від одної.

Третинна система

Відклади третинної системи в Криму в переважній більшості є морськими осадками. Вони відслонюються на широкій смузі Передгір'я, яка відокремлює Гірський Крим від Степового і простягається від району Севастополя до Феодосії. Добре відслонені верстви третинної системи на Тарханкутській височині та на Керченському півострові. На переважній частині Степового Криму третинні відклади заховані під значною товщею наверствувань четвертинної системи.

Відклади третинної системи в Криму вивчало багато дослідників. Одним з перших третинні відклади тут описував Дюбуа де Монпере. Докладну характеристику їх і схему стратиграфічного поділу опрацювали К. К. Фохт і М. І. Андрусов. Відомості про відклади третинної системи зібрані також у працях О. К. Ланге, Г. Ф. Мірчинка, а в останній час — в роботах А. Ф. Слудського, З. Л. Майміна, М. В. Муратова, Г. І. Молявка, В. В. Меннера, В. С. Морозова, Р. Б. Самойлової та ін.

За стратиграфічними ознаками, складом порід і органічних решток, поширенням і умовами залягання третинна система Криму поділяється на відділи: палеоген і неоген.

П а л е о г е н

Палеогенові відклади на Кримському півострові мають повний розріз і є взірцем для порівняльних характеристик палеогенових відкладів з інших районів Радянського Союзу.

В межах палеогену Криму виділяють підвідділи: п а л е о ц е н — монський і тенетський яруси, е о ц е н — інпреський (лондонський), лютетський, оверзький та лігурійський (приабонський) яруси і о л і г о ц е н — латторфський, рупельський і хатський яруси, нижня й середня світи майкопської серії. Кожний з ярусів палеогену характеризується особливостями, які висвітлено далі.

Однак стратиграфічні межі цих ярусів потребують дальшого уточнення. Так, А. Л. Яншин (1953) висловив думку про те, що монські верстви Бельгії є лише фацією датського ярусу і належать до крейдової системи, а монського ярусу як такого нема.

1. Класс (Neues Jahrb. Geol. u. Paläont., № 10, 1955) на підставі ревізії стратиграфії верхнього еоцену виявив розходження у західноєвропейських схемах обсягу і в номенклатурі оверзького, бартонського, приабонського, лютетського, вемельського ярусів; він вважає необхідним критичний їх перегляд.

Ревізія стратиграфічного поділу палеогену Криму становить найближче завдання.

Палеоцен. М о н с ь к и й я р у с. Нижня межа монського ярусу яскраво не виявлена. Нижні верстви його зовсім непомітно переходять у моховаткові вапняки датського ярусу. Верхня межа цього ярусу простежується завдяки зміні літологічного складу порід, що характеризують відклади верхнього палеоцену.

Літологічний склад верств монського ярусу одноманітний. Вони переважно виявлені щільними, часом перекристалізованими вапняками жовтуватого і рожевого кольорів. У басейні р. М. Індолу відзначають наявність у складі монського ярусу вапняків косоверствуватих, глинистих, з конкреціями кременю та гальки фосфоритів. Органічні рештки в них зустрічаються часто, але через перекристалізацію черепашкових вапняків вони дуже погано збережені. Серед ядер молюсків з монського ярусу відомі рештки кукулей, турител, кардид, нукуль, устриць, пектункулюсів тощо. Серед скам'янілостей, зокрема, згадується Corbis cf. pectunculoides d'O r b.

Т е н е т с ь к и й я р у с. Відклади тенетського ярусу в Криму в окремих районах — Інкерман, Бахчисарай тощо — налягають на верстви монського ярусу з яскравою поверхнею незгідності. Верхня межа тенетського ярусу, в свою чергу, має поверхню розмиву, по якій трансгресивно його перекривають еоценові відклади.

В нижній частині тенетський ярус представлений синюватобілим мергелем з кременистими проверстками. Нижні верстви мергелю здебільшого піскуваті з глауконітом і дрібними конкреціями фосфоритів. Верхню частину розрізу наверствувань становлять верствувати го-

лубі мергелі. У східних районах переважають глинисті вапняки, місцями з кременевими стяжіннями.

У нижній частині відкладів тенетського ярусу скам'янілості трапляються часто. У верхній частині їх менше. Серед органічних решток відомі губки, брахіоподи і, особливо часто, молюски. Керівні серед них: Cucullaea incerta D e s h., C. reticulata A r k h., Gryphaea antiqua S c h w e t z., Ostrea praesinzovi A r k h., Lucina cf. sokolovi N e t s c h., Cyprina morrissi S o w., Pecten prestwichi M o r r i s, Cardita volgensis B a r b. de M., Nemocardium edwardsii D e s h., N. semidecussatus K o e n., Meretrix ovalina D e s h., Siliquaria gracilis D e s h., Dentalium rugiferum K o e n., Pleurotomaria sp., Scalaria jonstrupi M ö r c h., Turritella cf. coemarsi B r. et C o r n., T. kamyschinensis N e t s c h., T. biserialis E i c h w. та ін.

Відклади верхньої частини розрізу тенетського ярусу на органічні рештки значно бідніші. Представлені вони верствами голубуватих мергелів з поодинокими скам'янілостями черепашок Ostrea reussi N e t s c h., а також черепашками пектенів і рештками ракоподібних.

В кінці тенетського віку в Криму змінились умови, що виявилось у поглибленні западин, незначному і повільному піднятті гір. Море й далі розширює свої межі. На подальший час припадає максимум трансгресії моря за палеогенової епохи в Криму.

Еоцен. Еоценові верстви часто налягають на підстелюючі відклади по яскравій поверхні незгідності й розмиву. Таку картину, зокрема, можна спостерігати в межах другої гряди Кримських гір, де ці відклади максимально поширені і представлені дуже повно. Стратиграфічно в межах еоцену Криму виділяються частини: нижня (іпреський, або лондонський ярус), середня (лютетський ярус) і верхня (оверзький та лігурійський, або приабонський, яруси).

Нижній еоцен. Л о н д о н с ь к и й я р у с. Нижня частина еоценових відкладів в Криму поширена на захід від м. Сімферополя. До її складу входять глинисто-мергельні верстви, які починаються глинистим глауконітовим піском і піскуватими глинами з конкреціями фосфоритів. Верстви глини витримуються на значному протязі і відомі в районі Феодосії. Вони мають проверстки пісковика і брекчієподібного вапняку. На заході Криму верхні частини розрізу нижнього еоцену складають мергелі. Органічні рештки у цих відкладах трапляються часто.

Серед них відомі Chlamys parisiensis d'O r b., Exogyra eversa N i l s., а також черепашки дрібних нумулітів. В районі Бахчисарая серед останніх відомі Nummulites irregularis D e s h., N. atacicus L e y m., а також черепашки Ostrea gigantea S o w.

Середній еоцен. Л ю т е т с ь к и й я р у с. Відклади лютетського ярусу з підстелюючими його верствами нижнього еоцену пов'язані поступовими переходами. Серед них переважають нумулітові вапняки; лише в районі Феодосії виявлені верстви бурих і зеленуватосірих глин з проверстками нумулітових вапняків. На захід від Сімферополя нумулітові вапняки вгорі поступово переходять у верстви глауконітового вапняку з конкреціями фосфоритів і, ще вище, у м'які глинисті, крейдоподібні мергелі.

Нумулітові вапняки складені майже цілком з черепашок форамініфер, серед яких переважають нумуліти: Operculina sp., Assillina exponens S o w., Nummulites irregularis D e s h., N. distans D e s h., N. polygyratus D e s h., N. atacicus L e y m., а також черепашки пектенів, церитіумів і устриці велетенської. В будові глауконітових вапняків основна роль також належить черепашкам нумулітів і, зокрема, велетенських дискоциклін. З інших скам'янілостей у них відомі: Nummulites rotularis D e s h., N. orbiculatus S c h l o t h., молюски Chama calcarata L a m., Solen rimosus B e l l. тощо.

Білі крейдоподібні мергелі багаті на скам'янілі черепашки Ostrea bersonensis M a t h., Exogyra eversa M e l l., Pleurotomaria nicensis B a g a n.; в них виявлені рештки крабів.

О в е р з ь к и й я р у с. Стратиграфічні межі між відкладами лютетського і оверзького ярусів в Криму виявлені невиразно. Наведений вище список скам'янілостей з білого крейдоподібного мергелю свідчить про належність його верхніх верств до оверзького ярусу, або до відкладів, перехідних до нього.

Білі крейдоподібні мергелі вгору переходять у зеленуваті мергелі, в основі яких залягають верстви конгломерату, а східніше підстелюючі верстви глин поступово переходять у мергелі і утворюють разом з ними одну суцільну товщу. Мергелі і глини ці вже певно оверзького віку. Вони мають одноманітний склад, яскраво виявлену тонку верствуватість, бурі та чорні проверстки. Вгорі ці зелені мергелі переходять у глину. В проверстках, забарвлених у чорний колір, зустрічаються відбитки листя пальм і виявлені рештки Lyrolepis caucasica R o m a n.

Характерними для відкладів глинисто-мергельної товщі є рештки форамініфер, серед яких відомі такі представники: Bolivina beyrichii R e u s s, Globigerina buloides d'O r b., Rotalia akneriana d'O r b., Anomalina grosserugosa G ü m b., A. affinis H a n t k., Gyroidina soldani (d'O r b.), Operculina complanata D e f r., Textularia carinata d'O r b., Polymorphina cylindrica B o r., Cristellaria inornata d'O r b., Marginulina fragaria G ü m b., Flabellina striata H a n t k., Nodosaria pungens R e u s s, N. ewaldi R e u s s та ін.

Крім цього часто зустрічаються рештки молюсків Pecten corneus S o w., Ostrea queteleti N y s t. та ін.

На підставі складу викопних органічних решток розглянуті відклади порівнюються з відкладами київського ярусу Причорноморської западини.

Л і г у р і й с ь к и й я р у с. Верстви лігурійського віку за зовнішніми особливостями не відрізняються від відкладів оверзького ярусу і пов'язані з ними непомітними переходами.

В західній частині Криму до лігурійського ярусу належать зеленуватосірі карбонатні глини і вгорі верстви з рештками Variamussium fallax K o r o b.

У східній частині Криму до лігурійського ярусу належать верстви зеленуватосірих глин, мергелистих або вапнистих, з рештками форамініфер, зокрема болівін.

Олігоцен. На межі еоцену і олігоцену в Криму сталися значні підняття і пов'язана з ними регресія моря. Нагромадження осадків у пізніший час, аж до великої трансгресії в міоцені, відбувалося в окремих районах, де підняття супроводились опусканнями або були не такими інтенсивними. У зв'язку з цим поширення олігоценових відкладів в Криму значно менше в порівнянні з еоценовими.

Відслонення олігоцену зустрічаються по долинах рр. Альми, Качі, Біюк-Карасу, Кучук-Карасу, а також на Керченському півострові. Літологічний склад олігоценових відкладів досить одноманітний і представлений переважно верствами глин та мергелів. На Керченському півострові олігоцен представляють відклади майкопської серії.

Товщу олігоценових відкладів в Криму поділяють на яруси (знизу вгору): л а т т о р ф с ь к и й, якому відповідає н и ж н ь о м а й к о п с ь к а світа, з горизонтами пісковиковим (дюрменським), планорбеловим (індольським) і остракодовим (арзамаським), р у п е л ь с ь к и й, з нижньокерлеутським горизонтом, і х а т с ь к и й, з верхньокерлеутським горизонтом. Олігоцену відповідає с е р е д н ь о м а й к о п с ь к а світа. В е р х н ь о м а й к о п с ь к а світа відкладалася в Криму також у міоцені і відповідає його а к в і т а н с ь к о м у та б у р д и г а л ь с ь к о м у ярусам. Отже, найхарактернішою особливістю олігоценового

часу в Криму є формування майкопської серії, що відкладалась за умов переважного занурення і коливальних рухів у районах її поширення.

Майкопська серія. За складом майкопська серія є флішовою формацією. Потужність її понад 2000 *м*, і складається вона з верств глини, сильно ущільненої, сланцюватої, піскуватої. Серед мінералів у глинах поширені монотерміт, кварц, домішка польових шпатів, слюди, гідроокисли заліза, пірит, сидерит, глауконіт тощо. Проверстки піску в глинах зустрічаються рідко. В південно-західній частині Криму та на Керченському півострові у відкладах майкопської серії відомі пропластки бентонітових глин. У частині розрізу майкопської серії, яка виділяється у планорбеловий горизонт, відомі проверстки вулканічного туфу.

Нижня частина майкопської серії порівнюється з відкладами харківського ярусу Причорноморської западини.

Із скам'янілостей олігоценового віку, крім решток риб, відомі Nucula cristata Koenen, Cyprina perovalis Koenen та ін.

За даними В. Г. Морозової, яка вивчала мікрофауну низів палеогенової товщі Криму, і Р. Б. Самойлової, що вивчала мікрофауну її верхньої частини, Н. І. Маслакова (1955) виділяє в палеогенових відкладах західного Криму окремі мікрофауністичні зони: палеоцен нижній — Miliolidae, Polymorphinidae, Rotaliidae та Anomalinidae; палеоцен верхній — зона Globorotalia angulata (White); верхи палеоцену верхнього та еоцен нижній — зона Globorotalia crassata (Cushman) та Rotalia granulosa Moroz.; еоцен середній — зона дрібних форамініфер; верхи середнього та низи верхнього еоцену — зона Globorotalia crassaformis (Gall. et Wissl.); верхній еоцен — аналог зони планктонних форамініфер Північного Кавказу, вище — зона Bifarina millepunctata (Tutk.), зона Almaena taurica Saml. В нижньому олігоцені виділена зона Cristellaria herrmanni Andreae та в середньому — зона Cibicides pseudoungerianus Cushman.

В кінці олігоцену в Криму сталася нова фаза піднять і пов'язане з нею зменшення площі нагромадження морських відкладів. Морські умови, очевидно, збереглися лише в крайній східній частині Керченського півострова, де майкопська світа відкладів без перерви переходить у відклади міоценового віку.

Тривалий час континентального розвитку Кримського півострова характеризує зміну умов між палеогеновим і неогеновим його етапами.

Неоген

Неогенові відклади беруть участь у будові Передгір'я, Тарханкутської височини і Керченського півострова, де вони широко відслонюються. На великій частині просторів Степового Криму неоген занурюється нижче базису ерозії і перекритий потужною товщею наверствувань четвертинної системи. Основу сучасних знань неогену Криму становлять праці М. І. Андрусова, А. Д. Архангельського, В. В. Меннера, В. П. Колесникова, Б. П. Жижченка, А. Г. Еберзіна, М. В. Муратова, Г. І. Молявка та ін. (табл. 29).

Неоген Кримської області представлений найповнішим у межах УРСР розрізом. В його складі виявлені відклади міоцену і пліоцену, які об'єднують яруси тортонський, сарматський, меотичний, понтичний, кімерійський, куяльницький і чаудинський.

В нижній частині неогенові відклади, як це яскраво виявлено на Керченському півострові, в межах поширення майкопської серії, непомітними переходами пов'язані з олігоценом. Верхня частина майкопської серії має ранньоміоценовий вік і становить власне гельветський ярус; пізніші яруси неогену відзначаються різкішими, властивими їм рисами.

Тортонський ярус. Відклади тортонського, або другого середземноморського, ярусу класично виявлені на Керченському півострові. Їх поділяють на горизонти тарханський, чокракський, караганський і конкський.

Тарханський горизонт. Відслонення відкладів тарханського горизонту найповніші в межах Керченського півострова. Крім цього, черепашники його добре виявлені в районі мису Фіолент.

На Керченському півострові відклади тарханського горизонту представлені внизу проверстком мергелю, місцями переповненого черепашками устриць і пектенів, та верствами темносірої сланцюватої глини з проверстками мергелю і сферосидеритами.

У відкладах тарханського горизонту викопні органічні рештки зустрічаються дуже часто. Серед них керівні: Ostrea cf. cochlear Poli., Pecten denudatus Reuss, Cryptodon sinuosus Don., Nucula placentina Lam., Leda pellucidaeformis Hörn., Poecilasma miocenica Reuss, Aporrharis pes-pelicani L. var. caucasica Davit., Natica helicina Brocchi., Spirialis tarchanensis Kitti тощо.

Чокракський горизонт. Відклади чокракського горизонту в порівнянні з тарханськими мають значно більше поширення. Вони беруть участь у будові третьої гряди куест. Особливо повно вони відслонюються в районі Чокракського озера.

В південно-західній частині Кримських гір чокракські відклади залягають на поверхні вулканічних порід і мають незначну товщину. Літологічний склад їх різноманітний і змінний. Серед них зустрічаються верстви вапнякового конгломерату, кварцового пісковика і косоверствуватого вапняку. В цих відкладах виявлені черепашки Ostrea digitalina Dub. var. caucasica Zhizh., hlamys domgeri Mich. та ін.

В центральній частині Кримського передгір'я відклади чокраку представлені переважно світлосірими глинистими вапняками, часом з кварцовою галькою і рештками черепашок ервілій, кардид, пектенів та ін. Особливо різноманітні й мінливі відклади чокракського горизонту на Керченському півострові. За літологічним складом і палеонтологічними даними там виділяються нижній, середній і верхній підгоризонти. В цілому для чокракського горизонту характерні верстви черепашкових детритусових вапняків, проверстки косоверствуватих пісковиків, глинистих пісків з галькою, конгломератів і моховаткових вапняків. Мембраніпорові вапняки утворюють округлі масиви, складені з колоній моховаток і трубочок червів. Вони залягають серед піскувато-вапнякових верств одним-двома рядами і утворюють три зони.

Органічні викопні рештки у відкладах чокракського горизонту, за винятком верств глин, зустрічаються часто. Характерний для горизонту такий комплекс скам'янілостей: Loripes dujardini Desh., L. dentatus Bast. var. konkensis Sok., Corbula gibba Ol., Leda fragilis Chemn., L. pella L., Donax tarchanensis Andrus., Arca pectinata Br., Cardium andrussovi Sok., C. centumpanium Andrus., Timoclea konkensis Sok. var. media Sok., Tapes tauricus Andrus., Modiolus aff. marginatus Eichw., M. aff. volhynica Eichw., Ervilia praepodolica Andrus., E. aff. trigonula Sok., Tellina fuchsi Toula, Spaniodontella intermedia Andrus., Cerithium cattleyae Baily, Bittium scabrum Ol., Potamides orientale Andrus., Nassa restitutiana Font., N. dujardini Desh., Pleurotoma cf. michaudi Bell., Trochus tschokrakensis Andrus., T. pectiformis Andrus., T. cf. angulato-sarmates Sinz., Mohrensternia protogena Andrus., M. inflata Andrus., Tornatina lajoncaireana Bast., Sandbergeria roxolanica Sok., Hydrobia cf. tournoueri Mayer, Odostomia cf. angulata Bayar., Dentalium incrassatum Eichw., Spirorbis heliciformis Eichw., Cellepora linearis Eichw., Hornea fragilis Eichw., Membranipora, Balanus, Acetabularia.

Таблиця 29

Стратиграфічна схема верхньотретинних відкладів півдня УРСР
(Г. І. Молявко, 1953)

Відділ	Підвідділ	Ярус	Вододіл Дністер — Тилігул: північна частина	Вододіл Дністер — Тилігул: південна частина	Вододіли: Тилігул — Півд. Буг, Півд. Буг — Інгул: північна частина	Вододіли: Тилігул — Півд. Буг, Півд. Буг — Інгул: південна частина	Вододіли: Інгул — Інгулець, Інгулець — Дніпро, Дніпро — Молочна: північна частина	Вододіли: Інгул — Інгулець, Інгулець — Дніпро, Дніпро — Молочна: південна частина	Приазов'я	Басейн р. Вовчої
Пліоцен	Верхній	Акчагильський						Таманський горизонт	Континентальні	Континентальні
Пліоцен	Середній	Куяльницький		Куяльницький ярус	Континентальні відклади	Континентальні відклади	Континентальні відклади	Куяльницький ярус	Куяльницький ярус	відклади
Пліоцен	Середній	Кімерійський		Відсутні				Кімерійський ярус	Кімерійський ярус	відклади
Пліоцен	Нижній	Понтичний	Понтичний ярус	Понтичний ярус	Понтичний ярус	Понтичний ярус	Понтичний ярус	Відсутні	Відсутні	відклади
Міоцен	Верхній	Меотичний		Меотичний ярус	Меотичний ярус	Меотичний ярус	Меотичний ярус	Відсутні	Відсутні	
Міоцен	Верхній	Сарматський	Верхній сармат	Верхній сармат	Верхній сармат	Верхній сармат	Верхній сармат	Верхній сармат	Верхній сармат	
Міоцен	Верхній	Сарматський	Середній сармат	Середній сармат	Середній сармат	Середній сармат	Середній сармат	Середній сармат	Середній сармат	Середній сармат
Міоцен	Верхній	Сарматський	Нижній сармат		Нижній сармат	Нижній сармат	Нижній сармат	Нижній сармат	Нижній сармат	
Міоцен	Верхній	Сарматський				Конкський горизонт	Конкський горизонт	Конкський горизонт	Конкський горизонт	
Міоцен	Середній	Другий середземноморський (тортонський)	Відсутні			Караганський горизонт	Караганський горизонт	Караганський горизонт	Караганський горизонт	Континентальні відклади
Міоцен	Середній	Другий середземноморський (тортонський)	Відсутні	Відсутні	Відсутні	Відсутні	Чокракський горизонт	Чокракський горизонт	Чокракський горизонт	
Міоцен	Середній	Другий середземноморський (тортонський)	Відсутні	Відсутні	Відсутні	Відсутні	Томаківські шари	Томаківські шари	?	?
Міоцен	Середній	Другий середземноморський (тортонський)	Відсутні	Відсутні	Відсутні	Відсутні	Онкофорові шари	Онкофорові шари	?	?

Караганський горизонт. За особливостями складу і поширення відклади караганського горизонту в Криму нагадують чокракські, з якими вони пов'язані поступовим переходом. Найповніше відслонені верстви караганського горизонту на Керченському півострові.

У південно-західній частині Кримських гір, поблизу м. Севастополя, караганський горизонт складають верстви вапняку. Далі на схід, в районі Сімферополя, поширені піски, вапнякові пісковики, черепашники з проверстками і лінзами конгломератів, які залягають трансгресивно на підстелюючих відкладах. В районі Севастополя переважають вапняки.

На південних схилах Тарханкутського підняття караганські відклади виявлені глинисто-мергельними верствами внизу, а вище оолітовими вапняками з рештками Spaniodontella pulchella B a i l y і черепашником з ервіліями, геліксами і дрібними гастроподами. Окремі відслонення караганського горизонту на Тарханкутській височині представлені дрібнооолітовим і нубекулярійовим вапняком.

Конкський горизонт. Відклади верхньої частини тортонського ярусу, виділені М. І. Андрусовим, особливо поширені на сході Кримської області. Нижню частину товщі відкладів, що складає конкський горизонт, часом виділяють під назвою *фоладових верств*. Літологічно фоладові верстви звичайно не відрізняються від караганських, а тому причисляються до останніх.

На Керченському півострові до конкського горизонту належить товща щільних сірозелених глин з проверстками мергелю світлого забарвлення. В нижній частині товщі глин органічні рештки зустрічаються рідко. Верхні верстви її містять численні черепашки молюсків, серед яких керівні: Corbula gibba O l., Cardium ex gr. vindobonense P t., Spaniodontella aff. sokolovi Sinz., Syndesmya alba W o o d. var. scithyca S o k., Pholas scrinium B o g., Aporhais kertschensis O s s i p., а також вміщають голки морських їжаків, черепашки форамініфер тощо. В центральній частині Керченського півострова відклади конкського горизонту представляють верстви сланцюватих глин з проверстками піску. Такий склад вони мають, зокрема, в межах Парпачського гребеня. Ще далі на захід, в межах третьої гряди Кримських гір, серед відкладів конкського горизонту переважають вапнисті піски, пікуваті вапняки з проверстками і лінзами черепашняків. Вони лежать на розмитій поверхні караганського горизонту і іноді мають в основі включення гальки і проверстки конгломерату. В свою чергу, верстви конкського горизонту там майже повністю розмиті. Окремі острови їх відомі в околицях Сімферополя.

У вапняках конкського віку центральної частини Криму відомі рештки Cardium cf. andrussovi S o k., Corbula gibba O l., Ervilia cf. trigonula S o k. тощо.

У Степовому Криму конкські відклади представлені пісковиками з проверстками піску, що містять рештки черепашок фоласів. На Тарханкутській височині, в районі с. Очеретної до конкського горизонту належать жовтуваті детритусові вапняки і, часом, нубекулярійові вапняки.

С а р м а т с ь к и й я р у с. Відклади сарматського ярусу в Криму мають особливо велике поширення і найбільш повний на Європейській території Радянського Союзу розріз. Вони трансгресивно перекривають давніші верстви неогену.

У поширенні сарматських відкладів спостерігається певна закономірність і залежність від тектоніки Криму. На Керченському півострові сарматські відклади облямовують антиклінальні підняття. Вони беруть участь у будові третьої гряди Кримських гір і складають її гребінь. На значній території Євпаторійського плато і на Тарханкутській височині сарматські відклади виступають на денну поверхню.

В Степовому Криму сармат лежить нижче рівня ерозії, під товщами молодших наверствувань.

За літологічними особливостями і палеонтологічними даними сарматський ярус чітко поділяється на три горизонти: нижній, середній і верхній.

Нижній сармат. В основі нижньосарматських відкладів на Керченському півострові і в Степовому Криму лежать верстви темносірої глини з присипкою і лінзами піску. На південному заході півострова його представляють тонкозернисті кварцові піски, пісковики, що чергуються з проверстками глин та вапняку. Відомі включення черепашників.

Потужність нижньосарматських відкладів, особливо на Керченському півострові, дуже значна. Органічні рештки зустрічаються часто. Найбільш поширені такі форми: Mactra pseudotellina Andrus., Cryptomactra pes-anseris (Mayer) Andrus. var., Cardium protractum Eichw., C. cf. subfittoni Andrus., Tapes navicula (Hörn.), T. vitaliana d'Orb. var. infrasarmatica Andrus., Modiola sarmatica Gat., Ervilia podolica Eichw., Trochus cf. romanovskii Barb. de M., Tr. cf. sarmates Eichw., Tr. cf. rollandianus d'Orb., Nassa bosphorana Andrus., N. scalaris Andrus., N. jacquemarti d'Orb., Tornatina lajonkaireana Bast., Cylichna melitopolitana Sok.

Середній сармат. Відклади середнього сармату в Кримській області порівняно з відкладами нижнього сармату значно більш поширені. У відслоненнях відклади середнього сармату особливо повно представлені на Керченському півострові, в межах третьої гряди, на Тарханкуті та в Севастопольському районі.

На Керченському півострові відклади середнього сармату починаються верствами темносірої глини з рештками Cardium subfittoni Andrus., Mactra vitaliana d'Orb. тощо. В східній частині півострова серед глин зустрічаються проверстки мергелю. Верхня частина середнього сармату на Керченському півострові має складну будову. В східній частині району переважають мергельно-глинисті відклади, а в західній мергельно-вапнякові верстви; тут дуже поширені детритусово-черепашкові вапняки і щільні мергелі. В центральній частині півострова залягають піски сірі, чорні, з проверстками глини. В західній частині, по Парпачському гребеню, відслонюються нубекулярійові вапняки, мергелі з підлеглими їм рифовими утвореннями із кременистих вапняків з моховатками. Серед органічних решток у середньому сарматі в цьому районі переважають: Cardium barboti Hörn., C. irregulare (Eichw.) Sinz., C. pseudosemisulcatum Andrus., Tapes naviculatus (Hörn.) Andrus., T. subblainvillia Sinz., Modiolus sarmaticus Gat., Nassa scalaris Andrus., N. bosphorana Andrus., N. jacquemarti d'Orb., Phasianella cf. bloedei Eichw., Tornatina lajonkaireana Bast.

В межах третьої гряди Кримських гір середньосарматські відклади виявлені нубекулярійовим вапняком з проверстками глини, піску і конгломерату. В районі Севастополя середній сармат складають верстви вапняку з проверстками глини та мергелю. В середній частині середньосарматської товщі трапляються рештки геліксів. До неї приурочені брекчії кісток викопних ссавців, описаних у відомій монографії О. О. Борисяка про севастопольську фауну ссавців. З цих відкладів відомі також рештки річкових черепах тріоніксів.

Дуже мінливий склад середньосарматських відкладів на Тарханкутській височині. Нижню частину товщі тут представляють верстви зеленої або майже чорної глини, в якій зустрічаються проверстки вапняку і мергелю з рештками Tapes gregarius Eichw., Cardium fittoni d'Orb. Вище лежать верстви білого оолітового мергелю, вапняку з черепашками Mactra vitaliana d'Orb., M. podolica Dub. та ін. Верхня частина відкладів середнього сармату на Тарханкутській височині складена верствами світлосірого, білого, жовтого дрібнооолітового вапняку з уламками черепашок, переважно кардид.

Серед органічних решток середнього сармату Криму найбільш поширені такі: Nubecularia novorossica Sinz. et Con., Mactra podolica Eichw., M. fabreana d'Orb., M. georgei (Baily) Kol., Cryptomactra pes-anseris (Mayer) Andrus., Cardium pseudosemisulcatum Andrus., C. löweni (Nordm.) Sinz., C. suessi Barb. de M., C. barboti Hörn., C. subfittoni Andrus, Tapes naviculatus (Hörn.) Andrus., T. gregarius Partsch., T. vitaliana d'Orb., Donax novorossica Sinz., Modiolus sarmaticus Gat., Calliostoma anceps Eichw. var. sarmato-anceps Sinz., C. podolica Eichw., C. angulatosarmates Sinz., C. anceps Eichw., C. quadristriatus Dub., Barbotella hoernesi Toula, Phasianella bloedei Eichw., Hydrobia frauenfeldi Hörn., Nassa akburunensis Andrus., N. bosphorana Andrus., Tornatina lajonkaireana Bast. Acmaea pseudoangulata Sinz.

Верхній сармат. Відклади верхнього сармату в Криму, як і в усьому Причорномор'ї, мають менше поширення в порівнянні з середнім сарматом. Вони повсюдно залягають регресивно.

Літологічно верхньосарматський горизонт представлений верствами глин, оолітових, детритусових або черепашкових вапняків з проверстками мергелю і зеленої глини. Фаціально верхній сармат різний на сході і на заході області. На Керченському півострові серед верств пізньосарматського віку переважають глини верствуваті, світлого кольору з проверстками плитчастого кременистого мергелю. Верх розрізу представлений проверстками пісковиків та конгломератів, а вище — рифовими вапняками з рештками моховаток, переважно Membranipora lapidosa Pall. Верхньосарматські рифи на Керченському півострові складають гряди, на яких окремі підвищення нагадують конуси.

Органічні рештки у верхньосарматських відкладах на Керченському півострові зустрічаються часто. Серед них відомі рештки тюленя, риб. Керівні скам'янілості молюсків такі: Mactra caspia Eichw., M. bulgarica Toula, M. nalivkini Kol., Hydrobia sp. і багато інших.

В центральній і західній частинах Кримського півострова в складі верхнього сармату переважають верстви вапняків. На захід від Сімферополя вони виявлені мілководними осадками і складним переверствованням вапнякових та піщано-глинистих і навіть гравійових осадків. Вапняки світлоколірні, плитчасті або зернисті, з проверстками черепашника. Серед них часто трапляються проверстки мергелю і сірозеленої глини. Такі особливості має верхній сармат Степового Криму. На Тарханкутській височині проверстки глини зустрічаються рідше. У верхньому сарматі починають переважати черепашкові вапняки. В антикліналях цього району часто залягають верстви нубекулярійових і детритусових вапняків. Серед органічних решток верхньосарматських відкладів на Тарханкуті зустрічаються черепашки наземних молюсків і скрем'янілі кістки ссавців. У південно-західній частині Кримського півострова в складі верхнього сармату переважають верстви жовтого черепашкового вапняку з рештками Mactra cf. caspia Eichw.

Як видно з наведеного огляду, осадки верхнього сармату в Криму відкладались за умов поступового обміління моря, в неглибокому взагалі басейні. Особливо мілководні відклади поширені на Тарханкутській височині, де в верствах верхнього сармату виявлені рештки наземних тварин. У пізньому сарматі завершився важливий етап розвитку Кримського півострова, коли вдруге за неогену, після значних занурень і наступу моря, настало значне підняття.

Меотичний ярус. Пізній міоцен в Криму позначився повільним загальним підняттям і пов'язаним з ним послідовним обмілінням

моря. У зв'язку з цим на більшій частині території області між верхньосарматськими і меотичними відкладами спостерігається повільний перехід. Така невиразна межа між двома ярусами особливо там, де поширені мембраніпорові вапняки, оскільки моховатки однаково часто зустрічаються як у верхньому сарматі, так і в меотисі Криму.

За межу між сарматом і меотисом звичайно приймають верстви, в яких з'являються рештки меотичних Syndesmya tellinoides S i n z.

За даними М. І. Андрусова, які прийняті усіма пізнішими дослідниками, відклади меотису в Криму, на підставі палеонтологічних даних, поділяються на три горизонти: нижній — з Modiola volhynica E i c h w., середній — з Dreissensia subbasteroti Tourn., і верхній — з Dr. novorossica S i n z. Архангельський в 1930 р. в складі меотичного ярусу Криму виділяв лише два горизонти—нижній, з модіолами, і верхній — конгерійовий, які яскраво виявлені на Керченському півострові.

Літологічний склад меотичних відкладів в Криму змінний і в значній мірі залежить від геологічної структури.

На Керченському півострові меотичні відклади по краях синкліналей, близько рифів, представлені черепашковими вапняками, а з віддаленням від них — глинами і мергелями. В основі меотичних відкладів у цьому районі особливо поширений модіоловий черепашковий, так званий керченський, вапняк. Крім ядер черепашок модіол, у будові керченських вапняків велике значення мають черепашки дрібних гідробій та моренштерній. Керівні форми: Modiola volhynica var. minor A n d r u s., Dosinia maeotica A n d r u s., Venerupis abichi A n d r u s., Ervilia minuta S i n z. та Hydrobia і Mohrensternia.

У більш поглиблених частинах синкліналей керченський вапняк заміщають верстви зеленуватої й сірої глини, глинисті мергелі з прошарками черепашкових детритусових і оолітових вапняків. У мульдах серед відкладів нижнього горизонту меотичного ярусу відомі також проверстки піску. У верхній частині цих відкладів виявлені сліди розмиву і, місцями, відклади галечників. Серед керівних форм нижнього меотису переважають: Modiola volhynica var. minor A n d r u s., Dosinia maeotica A n d r u s., Venerupis abichi A n d r u s., Syndesmya tellinoides S i n z., Cardium mithridatis A n d r u s., C. cf. obsoletum E i c h w., Ervilia minuta S i n z., Ostrea sp., Cerithium comperei d'O r b., C. bosphoranum A n d r u s., C. rubiginosum E i c h w., Potamides disjunctoides S i n z., Potamides novorossicum S i n z., Mohrensternia subinflata A n d r u s., Hydrobia panticapea A n d r u s., Rissoa subinflata A n d r u s., R. subangulata A n d r u s., Meotida bucculenta A n d r u s.

Верхня частина меотичного ярусу на Керченському півострові представлена верствами черепашкових вапняків, що чергуються з зеленою, сірою, більш або менш вапняковою, глиною. Склад органічних решток у цих відкладах дещо інший, ніж у нижньому горизонті. Керівними вважаються: Congeria panticapaea A n d r u s., Cardium mithridatis A n d r u s., Syndesmya tellinoides S i n z., Hydrobia striatocarinata A n d r u s., H. ossovinarum A n d r u s., Pyrgula pagodaeformis A n d r u s., P. purpurina A n d r u s. тощо.

Серед органічних решток верхнього меотису найбільш численні: Congeria novorossica A n d r u s., C. naviculata A n d r u s., Cardium mithridatis A n d r u s., Syndesmya tellinoides S i n z., Neritodonta simulans A n d r u s., Pyrgula sinzovi A n d r u s тощо.

На Тарханкутській височині меотичні відклади лежать на верхньому сарматі. Меотична товща починається верствами білого і жовтого з червоними розводами мергелю, місцями конгломератоподібного. Проверсток жовтого мергелю, що залягає вище, містить черепашки равликів, геліксів, котушок-планорбісів, а також Congeria panticapaea A n d r u s., Cerithium disjunctoides S i n z. На мергелі залягають верстви червонобурої

глини, вище—щільного кавернозного вапняку з рештками Congeria panticapaea A n d r u s. тощо.

Меотичні відклади на Тарханкутському підвищенні перекриваються верствами ускісноверствуватого вапняку понтичного ярусу.

В прилеглих районах Євпаторійського плато меотичні відклади подібні за складом до таких же на Тарханкутській височині.

В цілому, меотичні відклади Криму значною мірою нагадують склад і наверствування їх у північній частині Причорноморської западини.

Пліоцен. П о н т и ч н и й я р у с. Пліоценові відклади в Криму найповніше відслонені на Керченському півострові. На захід від нього склад і фації пліоценових відкладів змінюються. Вони поступово заміщаються континентальними відкладами.

Відклади понту в Кримській області найбільше відслонюються на Камиш-Буруні, в південно-східній частині Керченського півострова. На прикладі верств, відслонених у цьому районі, М. І. Андрусов дав узагальнену характеристику понтичного ярусу Надчорномор'я. Відслонення понтичних відкладів відомі також на Сімферопольській височині, Тарханкутській височині, Євпаторійському плато і на південному заході Кримського півострова. М. І. Андрусов виділив у складі понтичного ярусу два горизонти: нижній — *новоросійський,* і верхній — *босфорський.* Нижній понт на Керченському півострові представлений, зверху вниз, верствами крихкого вапняку з Congeria subrhomboidea A n d r u s., сланцьовими глинами з дрібними Paradacna abichi R. H ö r n. та черепашником з Dreissensia simplex B a r b. Залягає понт на верствах меотичного ярусу без видимої перерви. На Тарханкуті він місцями лежить трансгресивно на сарматі.

На Тарханкутській височині і в інших районах західної частини Криму нижньопонтичні вапняки виявлені пористою породою з битих черепашок молюсків з проверстками мергелю та глинистих порід.

Вапняк забарвлений у жовтобурий і червонобурий кольори і здебільшого перекристалізований. Потужність нижнього горизонту понту не перевищує 8—10 *м.* Особливості його літологічного складу витримуються на великих просторах, у тому числі в межах Причорноморської западини. Серед органічних решток у нижньопонтичних відкладах характерні для нижніх, валенціенезійових, глин Paradacna abichi R. H ö r n., вище, у детритусових вапняках — Dreissensia simplex B a r b., Dr. tenuissima S i n z., Didacna cf. novorossica B a r b., Monodacna cf. pseudocatillus B a r b., Limnocardium cf. subodessae S i n z., Pyrgula sp. У верхній частині горизонту, де переважають верстви глини, зустрічаються: Congeria subcarinata D e s h., Dressensia anisoconcha A n d r u s., Monodacna sp., Plagiodacna aff. carinata D e s h., Phyllicardium planum D e s h., Limnocardium subsquamulosum A n d r u s., Vivipara sp., Neritina sp. та ін.

Верхні верстви понтичного ярусу, які виділено у босфорський горизонт, відслонені на Керченському півострові, а також на узбережжі Азовського моря. Характерною породою для верхнього понту Керченського півострова є *фальони* — потужні верстви крихкого вапняку.

Відклади верхнього понту в центральній і західній частинах Степового Криму не встановлені. На Керченському півострові верхній понт лежить згідно на нижньому або трансгресивно налягає на меотичні верстви.

В складі органічних викопних решток верхнього понту характерні: Dreissensia rostriformis D e s h., Dr. angusta R o u s s., Dreissensiomya aperta D e s h., Dr. theodori A n d r u s., Didacna planicostata D e s h., D. subpaucicostata R. H ö r n., D. sulcatina D e s h., D. subsulcatina A n d r u s., D. ovata D e s h., Monodacna subdentata D e s h., Limnocardium emarginatum D e s h., L. subsquamulosum A n d r u s., Phyllicardium planum D e s h., Valenciennesia sp. і багато інших.

40—513

К і м е р і й с ь к и й я р у с. Відклади кімерійського ярусу виділив М. І. Андрусов у складі пліоцену на Керченському півострові. Поширення відкладів кімерійського ярусу тісно пов'язане з геологічною структурою. Вони зосереджені в межах Азово-Кубанської частини Північно-Кримського передового прогину.

Поширення і наверствування кімерійських відкладів залежить від геологічної структури. Найбільшу потужність вони мають у тектонічних мульдах. В сторону антиклінальних піднять потужність кімерійських відкладів зменшується, а на склепіннях антикліналей вони здебільшого відсутні. За особливостями наверствування та за палеонтологічними даними кімерійський ярус поділяється на три горизонти: нижній — *азовський,* середній — *камишбурунський, рудний,* і верхній — *пантикапейський, надрудний.* Найповніше відклади кімерійського ярусу виявлені на Керченському півострові.

Відклади нижнього горизонту кімерійського ярусу відслонюються на узбережжі Азовського моря. Вони представлені верствами глинистого, місцями залізистого, піску, іноді з пластами оолітової залізної руди. Більш глибоководні фації його представлені синюватозеленою глиною. У складі викопних органічних решток з нижньокімерійських верств ще значне місце займають представники понтичної фауни. Це є доказом поступового переходу від верств понту до верств кімерію.

Органічні рештки в *азовському* горизонті кімерійського ярусу численні. Серед них керівні: Arcicardium subacardo A n d r u s., Didacnomya corbuloides D e s h., Didacna karpinskyi A n d r u s., Dreissensia rostriformis D e s h., Dr. huoti A n d r u s., Dr. brusinai A n d r u s., Pteradacna edentula D e s h., Didacna gurievi D e s h., D. paucicostata D e s h. та ін. Черепашки азовського горизонту місцями містять рештки хребетних.

Поверхня азовського горизонту кімерійського ярусу на крилах мульд буває розмита. На ній трансгресивно залягають верстви середнього, рудного, горизонту. В межах Причорномор'я саме цей горизонт кімерійських відкладів має найбільше поширення.

Літологічний склад *камишбурунського,* або *рудного,* горизонту кімерійського ярусу дуже змінний. Він виявлений залізистими піскуватими глинами зі зруденілими ядрами молюсків. Власне рудні верстви складають іржаво-бурі різної величини залізисті ооліти і конкреції, які місцями скріплені піскувато-глинистим цементом і утворюють плити. Товщина цих верств до 8 *м.* Нижчі верстви складають коричньові або залізисто-бурі черепашники, здебільшого з піскувато-глинистим цементом. Їх підстелюють ускісноверствуваті відклади ущільнених черепашників. У складі викопних органічних решток в цих верствах, поряд з морськими, виявлені черепашки прісноводних молюсків — вівіпарусів, бітиній, нериней, прудовиків тощо. Нижні верстви камишбурунського горизонту кімерійського ярусу представлені сірим, жовтуватим або синюватим тонковерствуватим крихким пісковиком з нагромадженням крихких черепашок викопних молюсків по площинах наверствування. В нижній частині ці відклади збагачуються на проверстки детритусового вапняку, що налягають на товщу сірої сланцюватої глини.

В північно-західній частині Керченського півострова відклади кімерійського ярусу представлені переверствованням залізистих пісків, бурих вапняків і мергелю з рештками солонуватоводних та прісноводних молюсків. Ще далі, вздовж західної межі поширення кімерійських відкладів, на понтичному ярусі залягають піски і червонобурі глини з проверстками конгломератів з уніо і анодонтами.

Органічні рештки в складі верств камишбурунського горизонту зустрічаються часто і переважно дуже добре збережені. Серед них особливо численні такі форми: Dreissensia rostriformis D e s h. var. gibba A n d r u s., Dr. theodori A n d r u s., Dr. decipiens C. M a y., Dr. iniquivalis

D e s h., Dreissensiomya aperta D e s h., Arcicardium acardo D e s h., A. pseudocardo A n d r u s., A. kubanicum A n d r u s., Chartoconcha bayerni R. H ö r n., Didacna crassatellata D e s h., D. panticapaea R. H ö r n, D. gurievi D e s h., Kaladacna escheri (C. M a y.) S c h w e t z., Limnocardium squamulosum D e s h., L. esperanzae A n d r u s., Monodacna maxima A n d r u s., M. sokolovi A n d r u s., Panticapaea duboisi C. M a y., Paradacna stratonis A n d r u s., P. alatoplanum A n d r u s., Plagiodacna carinata D e s h., Pl. modiolaris R o u s s., Prosodacna cobalcescui F o n t. var. cimmerica A n d r u s., Pr. macrodon D e s h., Pr. crassidens R o u s s., Pr. ampelakiensis A n d r u s., Pteradacna edentula D e s h., Stenodacna angusticostata R o u s s., Cardium tenericardo A n d r u s., Pisidium globula R. H ö r n., Valenciennesia annulata R o u s s., Vivipara casaretto R o u s s., Zagrabica sp., Limnaea velutina D e s h., Bythinia cyclostoma R o u s s., Melania sp., Valvata sp., Pyrgula sp., Neritina brusinai A n d r u s., Boskovicia sp., Melanopsis sp.

В межах мульд на відкладах камишбурунського горизонту без помітної перерви залягають верстви *пантикапейського,* або *надрудного,* горизонту. Лише на крилах поодиноких мульд можна спостерігати, що відклади середнього кімерію розмиті і на цій поверхні лежить верхній кімерій.

Літологічний склад пантикапейського горизонту кімерійського ярусу змінний. Переважають, зверху вниз, верстви світложовтого дрібнозернистого кварцового піску, нижче — жовтуватої піскуватої, синювато-сірої пластичної глини, часом з проверстками піску.

Органічні рештки у верствах надрудного горизонту зустрічаються часто, але вони все ж не такі численні і різноманітні, як у верствах рудного горизонту. Переважають: Dreissensia angusta R o u s s., Dr. theodori A n d r u s., Dr. rostriformis D e s h. var. gibba A n d r u s., Arcicardium acardo D e s h., A. cf. pseudocardo A n d r u s., Didacna crasatellata D e s h., D. cf. multistriata R o u s s., D. cf. panticapaea R. H ö r n., Limnocardium squamulosum D e s h., Monodacna lebedinzevi A n d r u s., M. cf. maxima A n d r u s., Prosodacna macrodon D e s h., Pr. cf. crassidens R o u s s., Chartoconcha cf. bayerni R. H ö r n., Valenciennesia cf. annulata R o u s s., Zagrabica sp., Boskovicia sp., Melania sp. і ряд інших.

Крім Північно-Кримського передового прогину, відклади кімерійського ярусу в складі його рудного горизонту виявлені в північно-західній частині Приазов'я.

К у я л ь н и ц ь к и й я р у с. Верстви куяльницького ярусу складають верхню частину надрудних піщано-глинистих відкладів у мульдах на Керченському півострові, в Присивашші і на узбережжі Чорного моря, в районі Куяльницького лиману біля Одеси, звідки запозичена назва ярусу. В межах окраїн мульд куяльницькі відклади налягають трансгресивно на верстви різного віку, аж до майкопу включно.

Літологічний склад куяльницьких відкладів одноманітний. Переважають верстви сірожовтого піску, піскуватої тонковерствуватої глини з включенням гіпсу, рештками остракод тощо. Серед скам'янілостей найчастіш зустрічаються рештки Dreissensia polymorpha P a l l., Dr. fogdti E b e r s., Prosodacna taurica A n d r u s., Monodacna ex gr. colorata E i c h w., Monodacna subregeli S i n z., Limnocardium limanicum K r e s t., Bythinia sp. Серед остракод відомі рештки Cytheridea torosa littoralis B r a d y, Candona sp. тощо.

Склад органічних решток куяльницького ярусу, виявлених в районі Одеси, значно різноманітніший. Збагачений він в основному за рахунок значної домішки прісноводних форм.

Верхній пліоцен Керченського півострова. Умови утворення осадків в області Північно-Кримського передового прогину у післякуяль-

ницький вік різко змінилися. Пліоценове море на цей час остаточно обміліло. На всій обширній його території встановилися континентальні умови. Місцевість набула вигляду плоскої суші, в умовах якої повільно нагромаджувались товщі червонобурої глини.

В місцях найбільшого поглиблення і тектонічних прогинів в кінці пліоцену ще зберігались реліктові незначні басейни, які певний час були пов'язані з басейном, що займав западину Чорного моря. Реліктові басейни, зокрема, існували в межах Керченського та Таманського півостровів і, очевидно, в Присивашші, пониззі Дунаю та ін.

Відклади верхньопліоценових реліктових басейнів мають обмежене поширення і дуже незначну товщину.

Стратиграфічні межі верхньопліоценових відкладів на Керченському півострові ще з належною точністю не висвітлені. Відомо лише, що вони залягають вище верств куяльницького ярусу і, можливо, становлять його окремі фації. Серед них виділяють верстви: таманські, краснокутські і чаудинські.

Таманські верстви. Виявлені лише свердловинами у східному Присивашші.

Вони представлені сіруватою, пластичною і піскуватою глиною, в якій зустрічаються рештки Avimactra subcaspia A n d r u s., A. cf. karabugasica A n d r u s., Dreissensia polymorpha P a l l., Valvata sp. та черепашки остракод.

У північно-східній частині Керченського півострова, зокрема в районі с. Красного Кута на узбережжі Азовського моря, відслонюються верстви піску і піскуватої глини, які Б. П. Жижченко, В. П. Колесников і А. Г. Еберзін (1940) виділили під назвою *краснокутських верств*. Перекриті ці верстви товщею лесу. Органічні рештки в краснокутських відкладах представлені черепашками Dreissensia polymorpha P a l l., Monodacna ex gr. subcolorata A n d r u s., Corbicula fluminalis M ü l l., Pisidium sp., Unio sp., Vivipara sp., Valvata sp., Lithoglyphus sp., Micromelania sp., Hydrobia sp., Planorbis sp., Neritina sp. та ін. Вік цих відкладів як пліоценовий — сумнівний. Залягання їх під лесом і характер фацій, близький до такого для евксинських відкладів в районі Чокракського озера, свідчить про четвертинний вік цих верств, куди ми їх і зачислюємо.

Чаудинські верстви. Відомий лише один район поширення верств цього віку — мис Чауда на південному узбережжі Керченського півострова. За описом М. І. Андрусова, там на невеликій площі поширені верстви піску, пісковика і піскуватого вапняку з галькою переважно осадочних порід. Серед органічних решток у цих відкладах виявлені черепашки Dreissensia tschaudae A n d r u s., Dr. polymorpha P a l l., Didacna pseudocrassa A. P a v l., D. tschaudae A n d r u s., Ninnia magna A n d r u s., Pisidium sp., Lithoglyphus sp., Micromelania sp., Vivipara sp., Limnaea sp., Valvata sp.

Прісноводні форми переважають у відкладах глинистої фації.

Покриву з молодших відкладів на верствах чауди немає. Завершилось нагромадження їх, очевидно, на початок четвертинного періоду.

Крім морських верхньопліоценових відкладів, в Криму значно поширені і континентальні. Утворення їх тривало і в четвертинному періоді, тому опис їх даємо в характеристиці четвертинної системи.

Четвертинна система

Четвертинні відклади в Криму мають різноманітний склад; на Керченському півострові та в Степовому Криму вони представлені морськими осадками. На Тарханкутській височині, Сімферопольському підвищенні, Євпаторійському плато і біля підніжжя гір четвертинні відклади представлені осадками континентальних фацій різного складу.

В межах Кримської області виявлені всі відділи четвертинної системи: *нижній* — постпліоцен, *середній* — плейстоцен, *верхній* — голоцен та *історичний* — сучасний.

Загальні особливості співвідношення окремих товщ четвертинної системи Криму показані на схемі табл. 30.

Таблиця 30

Схема стратиграфічного поділу четвертинних відкладів Криму

Система	Відділ	Ярус	Відклади	
	Сучасний		Сучасні	
Четвертинна	Верхній (голоцен)	Азово-чорноморський	Відклади кіс і пересипів лиманів	Відклади заплавних (I^a) терас
			Новоевксинські верстви з Cardium edule і Monodacna colorata низьких терас	Відклади нижньої ($I^б$) тераси
	Середній (плейстоцен)	Поліський	Карангатські верстви з Cardium tuberculatum	Відклади середньої (II) тераси
		Прип'ятський	Узунларські верстви з Cardium edule	Відклади верхньої (III) тераси
		Дніпровський	Евксинські верстви з Didacna crassa Краснокутські верстви з Didacna subcolorata	Лес з 2—3 горизонтами похованого грунту
	Нижній (постпліоцен)	Тираспольський	Піщано-галечникові відклади на передгірній рівнині	Червонобурі глини
		Скіфський	(Строкатоколірна світа)	
Третинна	Пліоцен	Чаудинський	Морські відклади	
		Куяльницький		
		Кімерійський		
		Понтичний		

Як видно з схеми, нагромадження четвертинних відкладів в Криму відбувалось за складних умов коливання берегової лінії моря, що виповнювало Чорноморську западину. Зміна рівня Чорного моря в четвертинному періоді відбувалась в результаті, в першу чергу, коливальних тектонічних рухів та в зв'язку зі зледенінням на Європейській території Радянського Союзу, коли з просуванням льодовиків на південь збільшувався приплив води в Чорне море.

В основі четвертинної системи відкладів в Криму залягає континентальна товща, яку ми об'єднуємо під назвою «строкатоколірна світа». До її складу на передгірній рівнині між Сімферополем і Євпаторією належать червонобурі глини та піщано-галечникові відклади, які ми порівнюємо з відкладами тираспольського та скіфського ярусів Причор-

номорської низини. Червонобурі глини і піщано-галечникові верстви складають постпліоцен, або нижній відділ четвертинної системи, в Криму.

Постпліоцен. Червонобурі глини. Нижні верстви товщі червонобурих глин, або строкатоколірної світи, в Криму почали утворюватись ще в середньому пліоцені, коли рівнинні простори Кримської області звільнялися від вод понтичного моря, що до того повністю займало ці області. Утворення континентальних відкладів розпочалося в середньому пліоцені в західній частині Степового Криму, де підняття настали раніш, ніж в інших районах. Завершилось формування цих відкладів в кінці пліоцену в районах, прилеглих до Керченського півострова, у час відкладання чаудинських верств. У зв'язку з цим товща континентальних відкладів за віком різна в окремих своїх частинах. Літологічний склад її також змінний. З наближенням до гір спостерігається взаємопроникання верств різного складу цієї товщі і переважання грубоуламкових відкладів одночасно зі зменшенням їх загальної потужності.

Органічні рештки в складі червонобурих глин зустрічаються рідко. В південно-західній частині Криму в них знайдено кістки південного слона, мастодонта та ін.

Червонобурі глини разом з піщано-галечниковими відкладами складають рівнину, яка після третьої гряди становить вищий орографічний рівень у Північному Криму. Ця рівнина похила в сторони від гір і є геоморфологічним субстратом, в який врізані наступні, молодші форми рельєфу, зокрема долини річок.

Товща червонобурої глини в розрізі неоднорідна. В її складі зустрічаються проверстки і гнізда піску, пісковика, численні стяжіння карбонатів, конкреції гіпсу. Забарвлення їх неоднорідне, смугасте і плямисте.

В цілому червонобурі глини являють собою своєрідну кору звітрювання, викопний грунт, що зберігся на обширних просторах низинних рівнин Причорномор'я.

М. В. Муратов пропонує поділити товщу червонобурих глин Криму на два горизонти. Нижню частину він виділяє під назвою *таврського* горизонту, а за верхнім пропонує залишити назву *скіфського*. Однак для такого поділу достатніх підстав нема, бо товща цих глин в різних частинах Північно-Кримського прогину і Причорноморської западини має різний вік не тільки в розрізі, але і по площі.

Піщано-галечникова товща. Під час акумуляції червонобурих глин і після їх утворення в Північному Криму, як і в межах Причорноморської западини, йшов дальший розвиток раніш закладеної річкової сітки. Завершення відкладання червонобурої глини і початок нового етапу розвитку четвертинної осадочної товщі знаменує відкладання галечників, широко представлених у Північному Криму, в Прикарпатті і в долині Дністра, на південних схилах Донецького кряжа і в Приазов'ї, в Кривому Розі і в районі Кременчука на Дніпрі. Піщано-галечникова товща в Криму особливо повно представлена між Сімферополем і Євпаторією. В цьому районі вона бере участь в будові вищої поверхні вирівнювання.

На захід від Сімферополя піщано-галечникові відклади відслонюються по долинах, схили яких сильно розчленовані і являють собою адирний (типу бедленду) рельєф. У долині Червоний яр верстви у верхній частині галечникових відкладів слабо цементовані. В складі гальок переважають вапняки, вулканічні породи, пісковики. Галька відсортована і залягає плиском. До підстелюючого горизонту вона переходить поступово. Нижня частина піщано-галечникової товщі має червонобуре забарвлення. Вона складена верствами піскуватого суглинку з проверстками гравію та пісковика, до 5 *см* товщиною, що карнизами виступають на схилах. Нижня частина піщано-галечникової товщі представлена червонобурою глиною, яку підстелює понтичний вапняковий конгломерат. У його складі переважає галька білого кварцу, кременистих сланців, пісковиків, вулканічних порід та гнейсу.

Там, де яри глибоко врізуються в червонобуру піщано-галечникову товщу, в її межах спостерігаються проверстки, що їх можна розглядати як похований грунт, що формувався в червонобурій товщі в процесі її акумуляції. Піщано-галечникові відклади широко розвинуті на Тарханкутській височині, зокрема в межах Гвардійського району, але вони там належать до дніпровського (евксинського) віку.

Піщано-галечникові покривні відклади вздовж північного підніжжя Кримських гір О. І. Дзенс-Литовський (1951) розглядав як льодовикові відклади. Походження їх, однак, не зв'язане зі зледенінням в Криму. Це відклади потужних гірських потоків, які виникали під час злив або танення снігів навесні і розтікались біля підніжжя гір, утворюючи присхилові рівнини. Відкладання піщано-галечникових верств в Криму на межі постпліоцену і плейстоцену відбувалось за умов значно більш вологого клімату порівняно з сучасним.

Плейстоцен. Дніпровський ярус. На межі нижньої і середньої епох четвертинного періоду умови акумуляції осадків в Криму змінилися. Зміни були зумовлені загальним зануренням в межах Причорномор'я, зволоженням клімату і загальним похолоданням у Європі і наступом льодовиків. На Кримських горах сніг довго затримувався протягом літа, а то й не сходив зовсім протягом ряду років. Рівень води в басейні, що виповнював тоді Чорноморську западину, сильно піднявся. Вода затопила все низинне Причорномор'я. В плейстоцені на півдні Російської рівнини утворилося *Евксинське море*, яке простягалося від гирла Дунаю, через Північний Крим, Манич, до Каспійського моря. В це море повноводні річки, що текли від південного краю зледеніння—Карпат, Криму і Кавказу, зносили величезну кількість уламкового матеріалу. В мілководній частині евксинський басейн був швидко виповнений наносами. Узбережна зона його становила заболочену низинну сушу, на якій акумулювалась дрібноземиста мінеральна маса.

Плейстоценові відклади в Криму діляться на яруси дніпровський, з *евксинськими верствами* та *лесом*, і пріп'ятський, з *узунларськими верствами і терасовими відкладами* (третьої тераси).

Евксинські верстви. Евксинські відклади в Криму виділив в кінці минулого століття і докладно описав у 1925 р. М. І. Андрусов. Відзначивши наявність в цих відкладах решток молюсків каспійського типу, мешканців опріснених басейнів, Андрусов справедливо розглядав опріснення Чорного моря в зв'язку зі зледенінням. Евксинські відклади Чорноморської області А. Д. Архангельський в 1932 р. запропонував виділяти під назвою давньоевксинських, виходячи з того, що значне поширення прісноводної фауни в Чорноморському басейні було за вюрмського зледеніння; напівопріснений басейн того часу Архангельський назвав новоевксинським.

Нові дані про поширення і умови залягання четвертинних відкладів у Причорномор'ї свідчать про необхідність залишити за середньочетвертинними відкладами назву евксинських, як це пропонував М. І. Андрусов.

Евксинські відклади в Криму представлені верствами піщано-галечникових відкладів, конгломератів, вапняків і піщано-глинистих наверствувань. Грубоуламкові породи утворюють облямовання евксинського комплексу піщано-глинистих порід та лесу і зустрічаються в частинах, де евксинський басейн мав крутіші береги. Такі умови були на схилах Тарханкутської височини. На узбережжі Азовського моря, де евксинські верстви найповніше виявлені, вони складені піщано-глинистими відкладами з проверстками черепашкового вапняку.

Типові відслонення евксинських верств відомі в районі с. Гвардійського, на узбережжі Чокракського озера і на північному узбережжі Азовського моря; характеристика останніх відслонень наводиться в геологічному описі Причорноморської западини.

У кар'єрах північніше Гвардійського піщано-галечникові відклади виходять на поверхню. Верхню частину їх представляє сіруватопальовий делювіальний суглинок з галькою і вапняковими конкреціями. Донизу він переходить у піщано-галечникові відклади, злегка цементовані і з більш-менш сортованою галькою. Ще нижче лежить добре відсортований галечник. У складі гальки переважають кварц, вулканічні породи, вапняк, зелені сланці. Окремі валуни досягають 10 *см* у діаметрі.

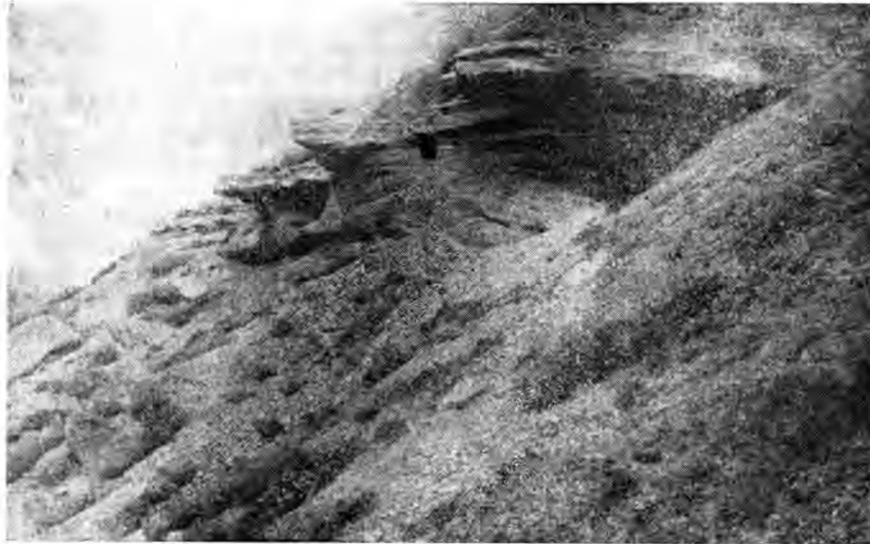


Рис. 100. Евксинські відклади. Узбережжя Чокракського озера.

В підошві галечникової товщі лежить верства мергелю кремового кольору, що являє собою кору звітрювання на підстелюючих неогенових вапняках.

З просуванням на схід, з віддаленням від Тарханкутської височини, піщано-галечникові відклади занурюються глибше, на них з'являється покрив з лесу.

Ріки, що спускаються з Тарханкутської височини, а також значні ріки, що течуть з гір на північний схід, включаючи Салгир, мають долини, врізані в евксинські галечники, які в північних районах Степового Криму становлять вододільні простори. В Передгір'ї ці галечники складають верхню терасу річок. Тераса по долинах заходить у межі третьої гряди. Біля підніжжя гір вододільні простори складені наверствуваннями піщано-галечникових відкладів нижньочетвертинного віку.

З наближенням до Азовського моря поверхня евксинських відкладів піднімається і вони з'являються у відслоненнях в районі с. Красного Кута.

Найповніше евксинські відклади відслонені в районі Чокракського озера (рис. 100). Вони складають терасу, найвищу в системі терас цього району. Першу терасу становить пересип Чокракського озера, другу — піщано-глинисті верстви і черепашники карангатського віку. У відслоненнях видно, як карангатські відклади налягають на розмиту поверхню евксинських відкладів і далі прислонені до них.

Характерну рису евксинських відкладів на узбережжі Чокракського озера становлять верстви вівіпарового черепашника, який залягає з виразною косою верствуватістю. Крім черепашок прісноводних молюсків, в евксинських відкладах на Чокракському озері відомі черепашки морських молюсків каспійського типу — мешканців солонуватих вод.

Серед численних представників молюсків з евксинських відкладів характерні: Didacna ponto-caspia, Monodacna pseudocardium, Adacna laeviuscula, Ad. plicanta, Dreissensia polymorpha, Vivipara diluviana тощо.



Рис. 101. Лесова товща в західній частині Криму. Узбережжя Каркінітської затоки.

Крім району Чокракського озера, евксинські верстви з рештками черепашок молюсків відомі на південному узбережжі Керченського півострова і на північному узбережжі Чорного та Азовського морів.

Лес дніпровського ярусу. Вся область Причорномор'я, яку займало евксинське море, тепер являє собою акумулятивну рівнину, в основному складену товщею лесу і лесоподібних порід дніпровського віку.

Будова лесової товщі, простежена в ряді виробок у Степовому Криму, повно відслонюється на південному узбережжі Азовського моря та в західній частині Степового Криму, в урвищах на кримському узбережжі Каркінітської затоки (рис. 101). В основі лесової товщі дніпровського ярусу тут залягають відклади неогенового вапняку з характерним поверхневим морським карстом на ньому. На розмитій поверхні неогену лежить верства галечникових відкладів з окремими черепашками четвертинних молюсків. Вище лежить верства лесоподібного суглинку сіруватопальового забарвлення. На ньому спостерігається верства сильно гумусових озерних відкладів. Ця верства іноді поділяється на дві смуги проверстком лесу, що місцями зовсім виклинюється або переходить у горизонт викопного грунту. Ще вище лежить товща лесу, в якій спостерігається один яскраво виявлений горизонт викопного грунту. У верхній частині ярусу, на глибині близько двох метрів від поверхні, забарвлення світлішає і таким витримується аж до підстелюючого гумусового горизонту. В інших частинах берегових схилів можна спостерігати 2—3 горизонти викопного грунту.

Склад лесу Каркінітського узбережжя цілком подібний до складу його в інших частинах Причорномор'я, що слід пояснити однаковими

умовами акумуляції лесового матеріалу під час дніпровського зледеніння в межах низинної перигляціально-приморської низини. Зовні область ця облямована в Криму товщами піщано-галькових відкладів.

П р и п'я т с ь к и й я р у с. Відклади, синхронні з часом прип'ять-окського зледеніння, в Криму, мають обмежене поширення. Акумуляція їх відбувалась за умов різкого зниження рівня евксинського моря і повільного його осолонення. За межами берегової лінії в цей час посилився розмив і йшло дальше оформлення річкових долин. У вік стаціонарного стану прип'ять-окського зледеніння дещо піднявся рівень моря, що виповнювало западину теперішнього Чорного моря. Відклади того басейну найбільш яскраво виявлені на узбережжі Узунларського озера на південному березі Керченського півострова. На цій підставі А. Д. Архангельський і М. М. Страхов самий басейн середнього плейстоцену назвали Узунларським.

У складі прип'ятського ярусу в Криму виділяються узунларські морські верстви і відклади річкових терас.

Узунларські верстви. На узбережжі Узунларського озера ці відклади завершують евксинські верстви, з якими вони пов'язані поступовим переходом. На них залягають лесоподібні суглинки досить значної потужності.

Органічні рештки в узунларських відкладах менш численні порівняно з евксинськими. Типовими для них, крім черепашок кардид, є Syndesmya ovata, Hydrobia ventrosa тощо.

Терасові відклади. До прип'ятського ярусу в Передгір'ї та на схилах Тарханкутської і Керченської височин до евксинської акумуляційної рівнини належать відклади третіх терас північно-кримських річок. Ці тераси складені піщано-галечниковими відкладами, на яких місцями залягає невелика верства лесових суглинків. Останні мають грубий механічний склад і значну домішку уламкового матеріалу.

П о л і с ь к и й я р у с. До поліського ярусу в Криму належать відклади, синхронні з полісько-валдайським зледенінням пізнього плейстоцену, яке поширювалось на південь від Чорноморсько-Балтійського вододілу.

Умови утворення осадків тоді дещо нагадували умови часу дніпровського зледеніння, але йшло воно у незрівнянно менших масштабах. Тимчасом у поліський, як і в дніпровський, льодовиковий вік море, що виповнювало Чорноморську западину, значно підвищило свій рівень, який дуже був знизився у післяузунларський час. Нова незначна трансгресія моря була зумовлена не стільки припливом талих льодовикових вод, як проривом у Чорне море вод з Середземного моря. Це також значно підвищило солоність води в Чорному морі і сприяло розвиткові солонолюбних мешканців. Відклади верхньоплейстоценового моря особливо яскраво виявлені в районі мису Карангат на Керченському півострові, від якого Архангельський і Страхов запозичили назву для тогочасного моря.

При трансгресії карангатського моря посилилась акумуляція річкового алювію в долинах річок. В цей час утворились широкі другі тераси в долинах річок Північного Криму і більшість його озер. Поліський ярус в Криму представлений карангатськими верствами і терасовими відкладами.

Карангатські верстви в Криму виявлені на Керченському півострові, в районі Феодосії, Судака, на пересипах численних лиманів-озер Євпаторії і на всьому західному узбережжі Степового Криму. Найповніше вони відслонені в районі м. Судака та на узбережжі Чокракського озера. В обох цих районах карангатські відклади беруть участь у будові так званої *тірренської* тераси, яка на 8—10 *м* перевищує сучасний рівень Чорного моря.

В районі Чокракського озера карангатські відклади залягають під товщею пальовосірого делювіального суглинку з численною галькою. Під суглинком лежать проверсток детритусового вапняку і, нижче, верстви більш-менш глинистого піску, сипкого або цементованого, з проверстками черепашника, внизу — з устричниковими лінзами. Ці відклади залягають на вівіпарових верствах евксинського ярусу. Серед карангатських відкладів зустрічаються скиби моховаткових вапняків неогенового віку. В карангатських відкладах на узбережжі Азовського і Чорного морів всюди є багато органічних решток. Серед викопних молюсків переважають мешканці солоних вод середземноморського типу, в тому числі і такі, що тепер не живуть у Чорному морі. Характерні для карангатських відкладів такі форми: Cardium tuberculatum L., C. edule L., Tapes calverti N e w l., Venus verrucosa L., V. gallina L., Mytilus galloprovincialis L a m., Mactra corallina L., а також численні устриці, солени, наси тощо. Крім Кримського узбережжя, карангатські відклади виявлені і на північному узбережжі Чорного та Азовського морів (Бондарчук, 1933).

Терасові відклади поліського віку в Криму складені, в основному, піщано-галечниковим матеріалом алювіального й делювіального походження. В середній течії північнокримських річок до терасового алювію домішується суглинистий матеріал, а часом він перекривається негрубою верствою лесу, в якому завжди є значна домішка грубоуламкового матеріалу.

Всі тераси в долинах річок Північного Криму з наближенням до гір мають різко виявлені уступи і відносно більшу висоту. Вниз по течії уступи пом'якшуються, висота їх зменшується, давні тераси занурюються під сучасні заплавні відклади.

Це явище пов'язується з диференційованістю тектонічних рухів і переважним сучасним зануренням в узбережних зонах Степового Криму.

У передгірній частині, а також у Кримських горах, дуже поширені делювіальні відклади. У переважній більшості вони становлять конуси осипання, що часто зливаються з пролювіальними конусами, з якими разом вони звичайно основуються на річкових терасах. Таким чином, створюються своєрідні ярусність пролювіально-делювіальних відкладів і розміщення псевдотерас, як те можна бачити на північних схилах Кримських гір.

Голоцен. А з о в о-ч о р н о м о р с ь к и й я р у с. Аналіз відкладів в узбережній зоні Азовського і Чорного морів свідчить, що рівень їх у голоцені не лишався сталим. Однак голоценові коливання його не досягали такої амплітуди, як у середньочетвертинну епоху. В приморській зоні до голоценових відкладів належать обширні берегові вали, часом ускладнені сучасними нагромадженнями дюнних пісків. Розміри берегових валів, наприклад на південному узбережжі Азовського моря, дуже значні. Складені вони переважно з чистого перемитого піску, битих черепашок морських молюсків та черепашників. В складі останніх переважають черепашки Cardium edule L. і *Monodacna colorata* E i c h w. Черепашники і піщано-галькові відклади по євпаторійському узбережжі Чорного моря переповнені черепашками Cardium edule L. Значну домішку до них становлять представники карангатської фауни, вимиті морем з більш давніх верств.

Перелічені відклади належать до азово-чорноморського ярусу голоцену, формування якого триває і в сучасну геологічну епоху. Саме ці верстви варт виділяти під назвою *новоевксинських.*

До голоцену, в основному, належать відклади лиманів та озер. В Криму відомо понад 50 невисихаючих солоних озер і значна кількість тимчасових озер, так званих засух, або «колей», які виповнюються водою під час розтавання снігів або ж при зливах.

Склад речовин, розчинених у воді кримських озер, тотожний з складом сполук, розчинених у Сивашах.

В результаті своєрідного поєднання процесу акумуляції мінеральної речовини і біогенезу на дні солоних озер Криму нагромаджується верства чорного масткого мулу, що, ущільнюючись, дає пластичну глинисту породу темного забарвлення.

Чорний озерний і лиманний мул має велике бальнеологічне значення і широко використовується в кримських санаторіях.

У сучасному літогенезисі в кримських озерах і Сивашах істотну роль відіграє кухонна сіль. В ряді районів вона є об'єктом промислу.

4. ТЕКТОНІКА І ВУЛКАНІЗМ

Дислокації верств гірських порід в Криму дуже складні і наочні. Вони здавна привертали до себе увагу дослідників Криму і на різних етапах розвитку геологічних знань знаходили різні пояснення.

Один з перших дослідників Криму, П. С. Паллас, відзначив порушення верств осадочних порід в Криму і висловив думку про існування в минулому суходолу в північній частині Чорного моря, за частину якого він приймав Кримські гори. В першій половині минулого століття була поширена думка про те, що дислокації верств в Криму зумовлені підняттям магматичних порід. Такої думки дотримувалися Фавр, Гюо, Дюбуа де Монпере і, почасти, Г. Д. Романовський. Тоді приймалося, що в тектоніці Криму переважають розломні дислокації.

Справжня будова Кримських гір і їх тектоніка починає з'ясовуватись лише в другій половині минулого століття. Ряд дослідників, як В. Д. Соколов, М. О. Головкінський, О. О. Штукенберг, Р. А. Прендель та ін., дають опис складчастих структур окремих районів Криму. Широкі узагальнення структури Криму дав К. К. Фохт в 1877—1900 рр. На його думку, тут переважають складчасті структури. Кам'яновугільні, пермські і тріасові відклади в юрський період були охоплені плікативними дислокаціями і утворили мезотаврійський кряж, що був пов'язаний з Добруджею.

Головне підняття Кримських гір сталося у міоцені.

Пізніш О. О. Борисяк (1900—1911) і А. А. Крубер (1915), а також Б. Ф. Добринін, знову повернулись до уявлення про велику роль розломних дислокацій в геологічній структурі Кримських гір. Зокрема, О. О. Борисяк підкреслює важливість для Криму здвигів, що розчленували Кримські гори на ряд окремих скиб, переміщених одна відносно одної.

Е. Зюсс, розглядаючи кряж Мачін у північній Добруджі, прийшов до висновку, що він є уламком колись обширної гірської системи, продовження якої становить Крим. Утворилась вона в юрі за орогенезу, що його Зюсс назвав *кімерійським*. Це уявлення пізніш дістало великого поширення. Тимчасом було встановлено, що спорудження Добруджі належать до герцинського орогену і є давнішими за кримські побудови. Е. Ог відзначав велику різницю в будові Добруджі і Криму, а К. Вільзер заперечує будь-який зв'язок між ними і висловлює сумнів щодо самого існування кімерійського горотворення.

І. В. Мушкетов (1895) доводив багатофазність формування Кримського гірського району. В більш ранні періоди, на його думку, переважала складчастість, тоді як у міоценову фазу сталися великі розломи. Багато уваги тектоніці Криму приділив А. Д. Архангельський, який висвітлював також положення Криму в структурі складчастої зони Середземномор'я, зв'язуючи його з Добруджею.

О. С. Моісеєв (1937) надавав особливого значення кімерійському орогену в утворенні Кримських гір. Самий ороген цей він описував під назвою херсонеського і виділив чотири фази горотворення в Криму: андійську, яйлинську, донецьку і салгирську.

Нами (1946) структура Криму розглядалась як замкнена і разом з тим доводилась наявність похованих герцинських споруд.

Дальше поширення уявлення про тектоніку Криму основане, головне, на роботах М. В. Муратова.

В світлі сучасних даних про геофізичні властивості гірських порід, стратиграфічних досліджень, підтверджених глибоким бурінням, геологічна структура Криму вирисовується досить докладно. Основні риси його структури зумовлені положенням Кримського півострова в межах двох структурних областей — передового прогину альпійської геосинклінальної зони і її складчастих побудов.

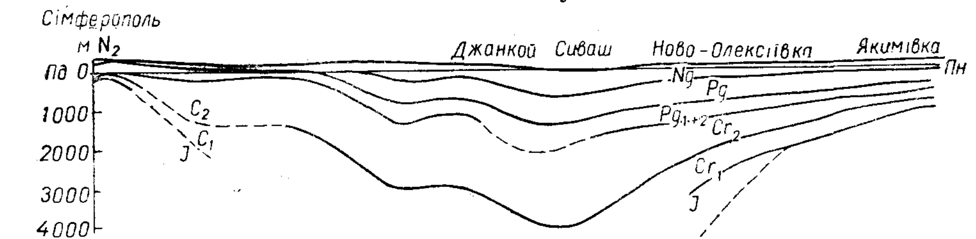


Рис. 102. Схематичний розріз через Північно-Кримський прогин у напрямку Сімферополь — Якимівка (Приазов'я).

П і в н і ч н о - К р и м с ь к и й п е р е д о в и й п р о г и н становить окрему ланку в системі передових прогинів альпійської складчастої зони, яка простягається з північного заходу на південний схід — від Карпат, понад Кримом, у Передкавказзя.

В сучасній структурі цієї зони поєднані як платформені блокові, так і складчасті геосинклінальні елементи, геологоісторичний розвиток яких проходив спряжено. Північно-Кримський прогин розвивався в зв'язку з розвитком Причорноморської западини, або синеклізи. Такі особливості структурного положення прогину, який зовні облямовує південно-західний край Російської платформи, зумовлюють наявність в його будові зовнішньої і внутрішньої частин. Різниця між ними визначається переважанням у першій платформеної, а в другій—геосинклінальної фацій виповнюючих осадочних порід.

Зовнішній край Північно-Кримського прогину, в цілому, збігається з краєм Російської платформи, що схематично тут проходить у напрямку Одеса—Перекоп—Бердянськ—Жданов—Таганрог. У зовнішній зоні прогину верстви осадочних порід мають моноклінальне загальне залягання, ускладнене флексурними перегинами і місцевими складчастими структурами.

Зона перегину верств, що збігається з осьовою частиною Північно-Кримського прогину, проходить значно південніше краю платформи, десь по серединній частині Каркінітської затоки і північно-східніше залізниці Перекоп—Джанкой—Владиславівка.

Внутрішня зона прогину відрізняється, по-перше, значно більшою потужністю осадочних товщ в їх межах, а по-друге, — складною дислокованістю їх (рис. 102).

Потужність крейдових відкладів виявлена така: в колгоспі ім. Чкалова (Приазовський р-н) — 239 *м*, в Одесі — 413, на Тарханкуті — понад 2133, у Джанкої — 1049, у Мошкарівці (Керченський півострів) — 969 *м*. Потужність майкопських відкладів становить: в колгоспі ім. Чкалова (Приазовський р-н) — 125 *м*, у Ново-Олексіївці (Генічеський р-н) — 889, у Джанкої — 783, у Владиславівці — 1451, на Керченському п-ві (Сім колодязів) — 2405 *м*.

Ці дані підтверджують нерівномірність опускання і нагромадження

осадків у зовнішній і внутрішній частинах Північно-Кримського прогину. Вони також підтверджують зміщення області максимального прогину з крейдового часу вздовж осі з північного заходу на південний схід. Тектоніка внутрішньої зони прогину складна. Принципово різні особливості її виявлені на Тарханкуті і Керченському півострові. Різний і вік цих дислокацій.

Для розуміння геологічної структури фундаменту Північно-Кримського прогину велике значення мають наслідки буріння в районі Новоселівки. Свердловина пройшла під неогеном потужну товщу нижньокрейдових відкладів глинистого складу. На глибині понад 1300 *м* вона пройшла незначної потужності відклади строкатоколірних порід і врізалася в діабаз. Останній пробурений на глибину понад 100 *м*.

Отже, дані буріння в Новоселівці підтверджують, що в Степовому Криму глибинна будова нагадує будову Гірського Криму, де поширена тріасово-юрська флішоподібна формація, пересічена вулканогенними структурами.

Т а р х а н к у т с ь к и й т е к т о н і ч н и й р а й о н становить підняття в межах Північно-Кримського прогину. Крейдовий цоколь підняття видовжений майже в широтному напрямку з заходу—південного заходу на схід—північний схід, від Тарханкутського мису до Джанкоя. На його продовженні розміщене антиклінальне підняття в Приазов'ї.

Район Тарханкутських піднять поділяє Північно-Кримський прогин на окремі западини: *Каркінітську* й *Перекопську* на півночі, *Євпаторійську* й *Індольську* на півдні. Осьові частини цих западин відповідають осям однойменних заток, що розміщені в їх межах. Південну, Євпаторійську, западину М. В. Муратов описує під назвою Альминської (1949). Така назва не відповідає розміщенню описуваної структури. Річка Альма, від якої пішла ця назва, заходить у своїй нижній течії лише на південне крило Євпаторійської западини. Північне і південне крила Тарханкутського підняття опускаються однаково круто. Різниця в розміщенні покрівлі крейди велика; в напрямку Сак вона досягає понад 300 *м*. На схід Тарханкутське підняття занурюється повільно. В цьому напрямку занурення осі підняття і, далі, виположування верств завершуються за Джанкоєм. У бік Чорного моря Тарханкутське підняття занурюється і виположується теж повільно. Виняток становить лише мис Тарханкут. Розміщена тут вузька і досить крута Оленівська антикліналь виступає далеко на південний схід, у Чорне море, в якому і затухає.

Продовження Тарханкутського підняття на захід і зв'язок його з структурами західного узбережжя Чорного моря має принципове значення для розуміння структури Причорномор'я. До останнього часу переважала думка про те, що Добруджа, разом з Кримськими горами, належить до єдиної системи кімерійських гір, наявність яких обгрунтував Е. Зюсс, підтримували О. С. Моїсеєв, А. Д. Архангельський, О. М. Мазарович та ін. І. Л. Вільзер у 1928 р. заперечував наявність структурного зв'язку між Кримом і Добруджею.

Нове уявлення про зв'язок Добруджі з Кримом через Тарханкутське підняття обгрунтовує в останні роки М. В. Муратов. Він виходить з припущення (1949, стор. 42), що «Добруджинсько-Тарханкутське підняття, коли його об'єднати, становить у цілому велетенську пологу антиклінальну структуру, підняття всередині синклінальної зони. В ядрі цієї антикліналі залягають породи герцинського фундаменту. Крила утворені мезозоєм і кайнозоєм, зім'ятим у другорядні дрібні складки, що ускладнюють її будову».

Як видно з наведених раніш даних, припущення М. В. Муратова не підтверджуються фактами. Як показали глибокі свердловини на

Тарханкуті, крейдові відклади мають винятково велику потужність. Ядро Тарханкутського підняття складають відклади таврійської формації, яка, подібно як в Криму, ускладнена вулканічними утвореннями.

Тарханкутське підняття саме є вторинною антиклінальною складкою, ускладненою складчастістю третього порядку, яка розвинута в межах Північно-Кримського передового синклінального прогину. Тріасово-юрський фундамент прогину має скибову структуру.

Г о р и Д о б р у д ж і мають незрівнянно складнішу структуру і принципово інше походження, ніж Тарханкутське підняття.

В геологічній будові гір Добруджі беруть участь палеозойські і мезозойські відклади дуже різноманітного складу. В найповніше відслоненій частині гір, прилеглих до завороту Дунаю біля м. Маначина, відслонені товщі девонських відкладів, які простягаються у північно-західному напрямку. Серед них відомі верстви кварцитів, глинистих сланців і, зрідка, вапняків. Їх проривають невеликі інтрузиви граніту (масив Прикопан), гранодіориту тощо. Осадочні породи навколо інтрузивів сильно метаморфізовані, перетворені на кристалічні сланці і гнейси, що чергуються з слюдистими сланцями. Отже, Добруджа має цоколь із сильно дислокованих осадочно-метаморфічних порід і є залишком герцинської складчастої побудови північно-західного простягання. На палеозойському фундаменті в цих горах лежать мезозойські відклади. В північній, придунайській частині Добруджі це товща конгломератів і пісковиків нижнього тріасу, вище — середньотріасові вапняки і верхньотріасові пісковики. В районі Майданкая відомі великі розломи, вздовж яких девон насунутий на тріас з півночі—північного заходу на південь—південний схід. Вздовж насуву з середньотріасовими вапняками пов'язана товща кварцових порфірів, потужністю в 400 *м*. У цьому районі вапняки догори змінюються сланцями пізньотріасового віку. Тріасові відклади Добруджі сильно дисльоковані. Вони зібрані в круті складки, часом перекинуті на північний схід. Останнє відслонення тріасу відоме в Чорному морі на острові Зміїному (або Фідонісі). Там відомі сланці з проверстками пісковика і рослинними рештками. На тріасових і давніших відкладах у Добруджі з різкою кутовою незгідністю залягають верхньоюрські і крейдові відклади.

Верстви їх розміщені майже горизонтально. Верхньоюрські відклади виявлені внизу верствою пізнькеловейського віку, вище — мергелистими пісковиками, вапняками, місцями кременистими, доломітом, за віком — від келовею до портланду. Потужність верхньоюрських відкладів невелика.

На них, після значної перерви, налягає товща мілководних відкладів ранньокрейдового віку. Починається вона з валанжинського вапняку, вище лежать вапняки готериву, а ще вище — зоогенні вапняки баремського віку з численними рештками молюсків та форамініфер. У більш південних районах Добруджі валанжинські відклади виявлені відносно більш глибоководним мергелем. Між валанжином і аптом в Добруджі виявлена перерва. На розмитій поверхні підстелюючих верств лежить товща мілководних відкладів аптського віку, представлена внизу пісковиком з гравієм і вище залізистим пісковиком. У сторону Дунаю ці породи заміщають континентальні відклади. Значно більше поширений в Добруджі альб. Він трансгресивно залягає на більш давніх відкладах і представлений морськими мілководними глауконітовими пісковиками.

В центральній частині Добруджі відома западина, видовжена з північного заходу на південний схід. В її межах відклади нижньої крейди не відомі. Там верхня крейда, від сеноману до сантону включно, налягає безпосередньо на тріас або на кристалічні сланці. На пів-

день від цієї западини зустрічаються відклади верхніх ярусів крейдової системи — кампану і маастрихту. Туронські і сантонські верстви там розмиті і трансгресивно перекриті кампанськими; вони представлені карбонатним пісковиком, вище — пісковиками і мергелем та білою крейдою з кременем. Потужність цих верств досягає 130 *м*. У південній Добруджі крейдові відклади перекриті нумулітовим вапняком середньоеоценового віку.

Як видно з наведених даних, геологічна будова Добруджі і Тарханкутського підняття надто різна. Добруджа — це залишок герцинських побудов. Коливальні висхідні рухи в її межах тривали до пізньої юри і ранньої крейди, коли змінились зануренням. У ході цих рухів було порушено залягання тріасових відкладів. У північній частині Добруджі вони занурюються і часто перекинуті на північний схід, в напрямку до гирла Дунаю. Північніше його з тріасу встановилося занурення, або намітилась та структура, яка тепер входить до складу Північно-кримсько-Карпатського прогину, в межах якого лежить Тарханкутське підняття. Є підстави твердити, як це й робить М. В. Муратов, що з початку юрського періоду Добруджа являла собою підняту країну. У пізній юрі неглибоке море займало її південну окраїну. Ранньокрейдове море, на думку Маковея, трансгресувало з півдня. У сеноманський час Добруджа зазнавала опускання і, очевидно, повністю занурилась під рівень моря.

За межами Добруджі, на просторі між рештками герцинських споруд і Російською платформою в цей час були послідовні занурення і нагромадження потужних товщ осадків, аж поки не настала різка зміна умов за альпійського горотворення.

В світлі наведених даних також цілком очевидно, що сучасний Гірський Крим і Добруджа становлять різні за структурою і віком складчасті області альпійської геосинклінальної зони. Добруджа є боковою віткою герцинських складчастих споруджень, які з півдня облямовували Російську платформу. В системі тодішніх герцинід переважало північно-західне простягання. В південно-східному напрямку на продовженні Добруджі і, частково, паралельно з нею до Передкавказзя простягалося пасмо герцинських гір. Релікти їх виявлені тепер у вигляді екзотичних скель, приурочених до діапірових антиклінальних споруд Криму, та валунів, що входять до складу мезозойських галечників. У північно-західному напрямку герциніди, і серед них Добруджа, простягалися аж до Судет. Релікти їх в Карпатах становлять зона кліпенів та кристалічні масиви, включаючи Рахівський, і масив Чивчинських гір, розміщених в радянських Східних Карпатах.

Розчленування придунайської системи герцинських складчастих споруд почалося з тріасу. Мезозойські занурення охопили широкі простори. В межах УРСР тоді стали формуватися Галицько-Волинська синекліза і Причорноморська западина. Складчастий герцинський фундамент був розчленований розломами. З останніми була пов'язана напружена вулканічна діяльність, особливо сильна в середній і на початку ранньої юри.

Сучасний Гірський Крим і, тим більш, Тарханкутське підняття, які розміщені в зоні роздробленого і зануреного герцинського фундаменту, можна пов'язувати з герцинідами Добруджі лише в геологоісторичному плані, і то в значній мірі умовно.

Сучасну геологічну структуру Тарханкутського підвищення характеризує система складок, що простягається майже в широтному напрямку з заходу—південного заходу на схід—північний схід. В ній виявлені дві групи антиклінальних складок, простягання яких в цілому паралельне до простягання південного берега Каркінітської затоки. В північній групі виявлено дві антиклінальні складки: північно-східна — *Бакальська,* і південно-західна — *Оленівська.* Вони поділені невеликою Джарилгачською синкліналлю. Між північною і південною групами Тарханкутських антиклінальних складок проходить обширна *Донузлав-Самаринська синкліналь.* В її межах розміщене верхів'я р. Самарчика, річка і озеро Донузлав.

В південній групі тарханкутських складок останніх так само дві. Північно-східна, досить значна за розмірами, може умовно бути названа *Войково-Джанкойською.* Найбільш яскраво її структурні особливості виступають в напрямку Войково—Первомайське. На захід від цієї лінії названа складка яскраво виступає в рельєфі. На захід від лінії Войково — Первомайське складка розмита, її прорізує з півдня на північ долина Чатарлика. В напрямку до Джанкоя вона занурюється. Південно-західна, або *Новоселівська,* антикліналь відокремлюється від північно-східної великою Чатарликсько-Донузлавською синклінальною складкою. Важливу роль в структурі Тарханкуту відіграють поздовжні розриви.

Перекопський прогин. Структурно він відокремлює південну окраїну Російської платформи від альпійських складчастих побудов Криму. Прогин простягається майже в широтному напрямку. Вісь його проходить з заходу — південного заходу на схід — північний схід, через осьову частину Каркінітської затоки Чорного моря, Сиваші, вздовж південного берега Азовського моря. В геологічній будові Перекопського прогину беруть участь мезо-кайнозойські відклади. Найдавніші верстви представлені середньою юрою, виявленою свердловинами на північному борті прогину—в районі Олексіївки, на південному його борті — в районі Новоселівки на Тарханкуті, і на Білоглинському підняттї.

В межах самого Перекопського прогину поширені четвертинні, третинні і крейдові відклади. Потужність їх дуже значна і в районі Джанкоя досягає примірно таких величин: четвертинні і неогенові відклади — 200 *м*, олігоцен — 800, палеоцен і еоцен — 400, верхня крейда — понад 1000 *м*.

В північному напрямку потужність мезо-кайнозойських відкладів трохи зменшується, причому більш помітно з наближенням до краю Українського кристалічного щита. Внутрішня структура осадочних товщ, які виповнюють Перекопський прогин, включає слабо виявлену складчастість. У виникненні деформації верств осадочних товщ значна роль, очевидно, належить нерівній поверхні структурного субстрату, а також диференційованим рухам скибового фундаменту.

В західному напрямку прогин значно розширюється, утворюючи тектонічну *Одеську, або Добруджинську, улоговину,* яка виповнена відкладами крейди, палеогену й неогену. В її межах розміщається Одеська затока Чорного моря. На заході улоговина обмежована масивом Добруджі. На північний захід, між Сасик-лиманом і Дністровським лиманом, Одеська улоговина зчленовується з молдавською частиною Передкарпатського прогину, замкненого тут між зрізаним розломами краєм кристалічного фундаменту Російської платформи і фронтом Карпат.

На схід Перекопський прогин разом зі східним продовженням Євпаторійського прогину, розширюючись, переходить в Азовсько-Кубанську западину. В її південно-східній частині розміщені Владиславівська антикліналь і, далі, складна побудова Керченського півострова. Тектоніка східної частини Азовсько-Кубанської западини, розташованої між Донецьким кряжем, Ставропольською височиною і Кавказькими горами, висвітлена ще недостатньо.

Євпаторійсько-Індольський прогин. Гірський Крим від Тарханкутського підняття відмежовує Євпаторійський прогин. Це

синкліналь, яка ускладнює південно-східну окраїну Північно-Кримського передового прогину.

Євпаторійський прогин простягається паралельно Перекопському з заходу — південного заходу на схід — північний схід. Осьова частина прогину проходить через Євпаторійську затоку, улоговину оз. Сасик і далі вздовж долини середньої течії р. Салгиру до Індолу.

Структурні особливості Євпаторійського прогину більш яскраво виявлені в його західній частині; там він, затиснутий між Сімферопольським підняттям і Тарханкутською височиною, має найбільш виразні морфологічні риси. В геологічній будові прогину беруть участь мезозойські і третинні відклади. Найдавніші верстви виявлені у Сімферопольському районі, в Новоселівці, і представлені наверстуваннями юрського віку, незгідно перекритими нижньою крейдою. Прогин виповнений палеогеновими відкладами, які в його межах мають значну потужність. Підняття осі Євпаторійського прогину, правда дуже повільне, спостерігається в східно-північно-східному напрямку. Перегин осі лежить в районі Новоселівка—Гвардійське і відповідає, в цілому, положенню вододілу річок басейну Чорного моря, що течуть в озеро Сасик—Євпаторійську затоку, в р. Чатарлик—Каркінітську затоку, і річок системи Салгиру, що течуть в Азовське море. На схід занурення верств різкіше і складчасті структури типу Тарханкуту виположуються.

Керченський півострів. Тектоніку Керченського півострова вивчало багато дослідників. Важливі особливості його структури висвітлювали М. І. Андрусов (1893), А. Д. Архангельський (1928), В. В. Бєлоусов і Л. А. Яроцький (1934) і, особливо докладно, М. В. Муратов (1949). Вважається, що тектоніка Керченського півострова є завершенням Кримського гірського антиклінального спорудження. Як твердили В. В. Бєлоусов і Л. А. Яроцький, складки східної і північної частин Керченського півострова облямовують занурене ядро. Розміщаючись на крилах району занурення, вони ускладнюють його будову.

Місце Керченського півострова в структурі Причорномор'я, однак, не можна ще вважати остаточно з'ясованим.

Виходячи з особливостей стратиграфії відкладів, що беруть участь в геологічній будові Керченського півострова, та враховуючи характер дислокацій поширених там верств, *структуру півострова слід розглядати як безпосередньо не пов'язану з структурою Кримських гір, а як складову частину Причорноморської западини і аналог Тарханкутського підняття.*

В східному напрямку структура Керченського півострова, як правильно відзначав ще М. І. Андрусов і підтверджує М. В. Муратов, продовжується у вигляді складчастості Таманського півострова. На схід від Темрюка ця структура занурюється. Разом з Таманським районом керченські структури утворюють *Керченсько-Таманське підняття в межах Північно-Кримського прогину.* Південна межа прогину проходить на північ від м. Феодосії. В цьому районі вона ускладнена системою розломів. Керченський півострів від Таманського теж відокремлює система розломів, до яких приурочена Керченська протока. Вона, в свою чергу, успадкувала долину прориву, якою пра-Дон стікав у Чорноморську западину перед евксинським часом.

Геоструктурно Керченський півострів поділяється на дві частини— південно-західну, рівнинну, і північно-східну, горбасту. Між ними простягається *Парпачський гребінь,* що його описав М. І. Андрусов (1893). Гребінь складений з моноклінальної товщі чокракського вапняку, верстви якого падають у зовнішній бік, тобто на північ або на північний схід. Це крило ускладнене флексурами і вторинними складками. Простягається Парпачський гребінь дугою, злегка опуклою на північ, північний схід і схід, від ст. Владиславівки до Опукського озера. Геоморфологічно Парпачська моноклінальь становить гривку, з крутим внутрішнім і положистим зовнішнім краєм. Гривка подекуди слабо помітна в рельєфі або виступає стіною, як це можна спостерігати в районі Марфівки. Утворення Парпачської моноклінали М. І. Андрусов пов'язував із здвигом. Здвиг спрямований, очевидно, в бік Чорноморської западини.

Цю особливість структури Кримського півострова легко пояснити, коли пригадати, що під час формування післякімерійських розломів Крим від Кавказу відокремила обширна область занурення вздовж площин розломів, що проходила між Феодосією і Анапою. Поширення майкопської серії в східній частині Кримського півострова пов'язується саме з цією областю занурення. Під час альпійського горотворення в Кримо-Кавказькій геосинклінальній області Північно-Кримський передовий прогин був стиснутий. В його межах утворилися системи Тарханкутської і Керченсько-Таманської складчастості. Складна Керченсько-Таманська структура в цілому була затиснута з півночі на південь в межі Феодосійсько-Анапського прориву. Виявленнями цього процесу є здвиг Парпачського гребеня, а також явища насувів, відзначені В. В. Бєлоусовим і Л. А. Яроцьким у східній частині Керченського півострова.

Західний борт зони зміщення прилягав до давнього складчастого фундаменту. Загальне простягання його, за особливостями поширення палеогену і фацій молодших відкладів, можна визначити в напрямку Кара-Даг—Владиславівка—Кам'янське і далі на північний схід через Азовське море до Жданова. Складна система розломів, як структур сколювання в межах цієї зони, виявлена між с. Планерним і м. Феодосією.

Процеси стиску і формування складчастих структур керченсько-таманського району Північно-Кримського передового прогину альпійської зони не припинилися і в наш час. Про це свідчить напружена діяльність грязьового вулканізму, а також землетруси в Криму.

На північ, схід і південь від Парпачського гребеня на Керченському півострові розміщені зони брахіантиклінальної складчастості, які об'єднуються в системи північну і південно-східну. В структурі північної зони беруть участь чотири смуги антиклінальних складок, відокремлених одна від одної синклінальними прогинами. Кожна антиклінальна смуга складається з кількох брахіантикліналей. Складки в межах північної зони часто симетричні, іноді злегка похилі або перекинуті на північ.

Південна система складок включає дві антиклінальні смуги, які простягаються у північно-східному напрямку; між ними проходить синкліналь. Західніша з антикліналей відокремлена від розташованої східніше широкою мульдою. Остання складка вздовж осі розірвана, ускладнена насувом і падає на південний схід. З'єднання обох систем керченських складок спостерігається в районі синклінальних складок Камиш-Бурунської, пов'язаної з північною системою, і Ельтігенської, північно-східного простягання. Між ними, в районі кол. Сарай-Міна, розташовані три куполоподібні антиклінальні складки.

Зони антиклінальних складок Керченського півострова складаються з видовжених брахіскладок. Крила їх круто поставлені і виразно вирисовуються в рельєфі. Більшість антикліналей має ядро з майкопських глин. Глини завжди в ядрах сильно зім'яті, розбиті тріщинами, верстви міоцену, що їх перекривають, залягають на них різко незгідно. Далі від ядра складки виположуються. Опуклі частини антикліналей часто мають несиметричну будову. Склепіння їх буває наче вдавлене, утворюючи в осьовій опуклій частині антикліналей синклінальний прогин. Ці синкліналі нерідко виповнені відкладами, молодшими

від тих, що беруть участь в будові антиклінальних складок. З синкліналями пов'язані залягання брекчій грязьових вулканів. Антиклінальні складки, в ядрах яких залягають верстви, молодші за майкопські, мають простішу будову і здебільшого вигляд нормальних видовжених складок.

Будова синклінальних зон, що розділяють антикліналі, значно простіша. Верстви порід, які беруть участь в їх будові, залягають спокійніше, падіння їх менш круте, а верхньопліоценові і четвертинні відклади, що займають найбільш занурені частини синкліналей, залягають майже горизонтально.

Структура Керченського півострова різко позначається в його рельєфі. Зони синклінальних складок мають вигляд обширних понижень з цілком рівною поверхнею, видовжених в широтному напрямку. В найбільш розширених частинах їх часто розміщаються солончаки і солоні озерця. Переважна більшість їх є реліктами евксинського басейну. Над рівнинними синклінальними зонами горбастими смугами піднімаються зони антиклінальних складок. Рельєф антикліналей складний, склепіння їх у переважній більшості порушені денудацією і процесами, пов'язаними з грязьовим вулканізмом. Ряд антикліналей, як це можна спостерігати в районі Керчі, цілком зруйнований і має інверсійний рельєф.

Тектоніка Кримських гір

Тектоніка Кримських гір дуже складна. Особливості її висвітлювали К. К. Фохт, В. М. Цебриков, М. І. Каракаш, О. О. Борисяк, О. С. Моїсеєв, Д. В. Соколов, А. Д. Архангельський, С. Н. Михайловський, Г. Ф. Вебер, В. В. Меннер, В. Ф. Пчелінцев, Г. Я. Кримгольц, Г. О. Личагін, В. В. Попов, а в останній час В. В. Белоусов і, особливо детально, М. В. Муратов.

К. К. Фохт установив складчасту будову Кримських гір. Розломним дислокаціям він надавав невеликого значення. Давнє антиклінальне підняття Фохт виявив на південний схід від Сімферополя і назвав його «Мезотаврійським кряжем», який він поєднував структурно з Добруджею. О. О. Борисяк твердив, що Кримські гори утворюють загальне склепіння, яке розчленовують великі розломи, а по простяганню — здвиги; між Феодосією і Балаклавою окремі блоки переміщені один відносно одного. Д. В. Соколов велику роль в структурі Кримських гір надавав шар'яжам і великим насувам. На його думку, в Криму має місце великий насув титону на більш давній фундамент. А. Д. Архангельський пояснював скибову тектоніку околиць Феодосії переміщенням мас на глибині з півдня на північ і утворенням внаслідок цього скиб. Особливо великого значення насувам в структурі Кримських гір надавав Моїсеєв. Він вважав, що більшість великих масивів юрських вапняків являє собою переміщені покриви, часто обмежені крутими розломами. М. В. Муратов не поділяє думки про велику роль покривів і крутих розломів у будові Кримських гір. Він розглядає Кримські гори як значну мегаантикліналь, південне крило якої зрізане і скинуте в Чорне море.

В складі Кримських гір і Передгір'я М. В. Муратов виділяє чотири значні антиклінальні підняття і дві синклінальні структури. Ядра антиклінальних піднять складені таврійськими сланцями і ескі-ординською товщею верхнього тріасу і нижньої юри. Синклінальні структури утворюють відклади середньої і верхньої юри та частково нижньої крейди. Серед елементарних структур Кримських гір описані: північний край Фороського антиклінального підняття, який становить частину великої (уявної) структури, більша частина якої не збереглась; Туакське антиклінальне підняття; Судаксько-Карадазька складчаста система; антикліналь Сухої річки; синклінорій Яйли і південно-західної частини Гірського Криму; синклінорій східної частини Гірського Криму; східне закінчення мегаантикліналі Гірського Криму (Керченський півострів).

Сучасна геологічна структура Кримських гір дуже складна. Вони являють собою частину триповерхового гірського спорудження, від якого зберігся лише порівнюючи незначний останець — острів. Відповідно до цього виділяються три періоди формування Кримських гір. Відомості про перший, найдавніший поверх у структурі Криму поки що дуже обмежені. Підставою для його виділення є лише окремі останці палеозойських порід, які утворюють екзотичні скелі серед таврійської формації. Вони простягаються у вигляді окремої зони вздовж північного схилу Кримських гір, від долини Салгиру до верхів'я Качі. Про наявність давніх гірських побудов, продукти руйнування яких служили джерелом матеріалу для утворення осадочних товщ Кримських гір, свідчить також різноманітний склад гальки і валунів серед верств давніх конгломератів, поширених у цій області.

На підставі цього можна твердити, що на місці сучасного Криму розміщалась в минулому обширна область *герцинід*, яка простягалась з південного сходу на північний захід.

Вже в першій половині тріасу герцинський фундамент в Криму був розчленований на окремі скиби і занурений на значну глибину. На його місці виникла, або, краще сказати, відродилася, Таврійська геосинкліналь.

У другій половині тріасового і на початку юрського періоду в Кримській геосинкліналі склалися умови, за яких нагромаджувались потужні товщі флішової таврійської формації. Одним з джерел уламкового матеріалу були гряди островів, які складалися з частин розчленованого герцинського фундаменту. В подальшому залишки цих островів були втягнуті в процес складчастості і утворили діапірові складки.

Процес формування Кримської геосинкліналі супроводився посиленою вулканічною діяльністю. Переважали підводні виверження. Існували, очевидно, і вулканічні острови. Вулканічні процеси були пов'язані з розломами і нерівномірним зануренням герцинського ложа Кримської геосинкліналі. Цей етап розвитку геосинкліналі завершився протягом ранньоюрської епохи, між лейасом і байосом. Тоді таврійська флішова формація була зім'ята у складки і сталося загальне підняття Кримської області. Так утворився другий структурний поверх Кримських гір, що тепер становить їх ядро.

Пізніший етап розвитку структури Кримських гір проходив за умов складних і нерівномірних коливальних тектонічних рухів в межах Кримської відродженої геосинкліналі. Середньоюрські відклади налягають на вже дуже нерівне і сильно деформоване ложе з таврійських верств. Вони виповнюють нерівності сильно дислокованої основи, і майже немає їх на антиклінальних підняттях її, зокрема в центральній частині Кримських гір. Антиклінальні підняття одне від одного були відокремлені прогинами. На межі прогинів і піднять зосереджувались вулканічні виверження, очевидно пов'язані з розломами. Значне поширення площі морських відкладів сталося в Криму під час морської трансгресії в батський вік. Нові підняття там починаються на початку келовею. Тоді завершується утворення ряду великих антикліналей, крила яких ускладнюються дрібною, вторинною, складчастістю. Разом з тим триває формування синклінальних складок мезозойського ядра Кримських гір. Воно завершилося на початок крейдового періоду утворенням Яйлинської і Східно-Кримської синкліналей. Обидва ці прогини були місцем нагромадження грубоуламкового ма-

теріалу, за рахунок якого утворилися верстви пісковиків, конгломератів і, місцями, флішоподібних порід. Під кінець ранньої крейди в Криму диференціація коливальних рухів зменшується, з цим пов'язується регресія моря, а з початку альбу стає відчутним загальне підняття Кримських гір.

Сучасна структура Кримських гір утворилась в останній етап їх тектонічного розвитку, який тривав від початку пізньокрейдової епохи до четвертинного періоду. В процесі коливальних тектонічних рухів завершуючого етапу розвитку структури Криму виділяється кілька тектонічних фаз. Услід за М. В. Муратовим відмічають значні напруження тектонічних рухів протягом: 1) пізньої крейди — палеоцену, 2) еоцену, олігоцену і раннього міоцену, 3) тортону і сармату, 4) пліоцену і 5) четвертинного періоду. Тектонічні рухи, що проявлялися протягом четвертинного періоду, тривають ще і в наш час.

Значні занурення і пов'язана з ними трансгресія моря мали місце протягом сеноману, турону і коньяку. Максимум трансгресії припадає на турон. На межі коньяку і сантону сталося місцеве значне підняття, що зумовило де-не-де перерву між туроном і кампаном. Муратов вважає, що максимум пізніших занурень і нової трансгресії припадає на вік кампану або початку маастрихту, після чого настає підняття. Найзначніші підняття сталися в кінці маастрихту і в датський вік. В геологічному розрізі Криму, що складався у той відрізок часу, переважають мілководні фації.

Дальший етап розвитку геологічної структури Криму починається значним зануренням і, відповідно, трансгресією моря, що максимуму досягла в пізньому еоцені, коли відклались потужні верстви оверських вапняків та мергелю. Фаза значних опускань на межі еоцену і олігоцену змінюється підняттями. У зв'язку з цим іде нагромадження піскувато-уламкових відкладів, а місцями відкладання осадків переривається. Висхідні рухи в Криму переважали протягом всього олігоцену. Нове занурення припадає на міоцен. Воно складалося з ряду послідовних низхідних рухів земної кори, які найбільшої сили набули в ранньому сарматі. У зв'язку з цим відбувалися тортонська і сарматська трансгресії. Цей етап розвитку геологічної структури Криму завершився загальним підняттям Кримської складчастої побудови і Керченсько-Таманського району.

Дальший розвиток коливальних рухів в Криму привів до загальних занурень в межах півострова у меотичному віці. В кінці міоцену, перед понтом, низхідне спрямування коливальних рухів змінилося висхідним. Гребені раніш сформованих антикліналей тепер підіймаються над рівнем моря. Подальші яруси пліоценових відкладів тепер відкладаються переважно в синклінальних прогинах і лише частково трансгресивно поширюються на крила антикліналей. В кінці пліоцену весь Кримський півострів підноситься над рівнем моря. Починаючи з понтичного віку, в процесі загального і повільного підняття, Керченсько-Таманський складчастий район дещо затискується з півночі на південь у просвіт між Кримським і Кавказьким гірськими спорудженнями. В цей же час Кримський антиклінорій розчленовується по простяганню і його південне крило занурюється під рівень моря. Зміщення мас Південного берега Криму і Керченсько-Таманського району в південному напрямку пов'язується, очевидно, з початком формування Чорноморського грабена, занурення північного крила якого втягло в низхідні рухи і прилеглі частини Криму.

В ході коливальних рухів в Криму на початок четвертинного періоду завершилось оформлення його внутрішньої структури.

Перед початком плейстоцену в Криму сталося нове занурення, яке було особливо значним у степовій частині. У північних областях Української РСР в той час поширювалось зледеніння максимальної, дніпровської, фази льодовикової епохи.

В Степовому Криму, як і в усьому Причорномор'ї, низхідні рухи спричинилися до наступу моря за евксинського віку.

Особливо значні занурення в плейстоцені відбувалися в улоговині Азовського моря, Перекопського і Євпаторійсько-Індольського прогинів. В їх межах в цей час були нагромаджені товщі лесових суглинків, місцями понад 80 *м* потужності.

Під кінець плейстоцену занурення в Причорномор'ї змінилися підняттями. Поряд з цим ішло осушення Причорноморських степів. Місцеві басейни відмирали поступово і в процесі виповнення їх масами лесовидних порід. Свідками тих давніх умов тепер є поди і поширені в їх межах зеленуватосірі суглинки, що поступово зливаються з навкружними лесовими породами. Коливальні рухи в Причорномор'ї не згасали і протягом голоцену. Значні низхідні рухи і пов'язані з ними місцеві трансгресії моря сталися в узунларський і, далі, карангатський час. Після значних піднять в кінці голоцену настала сучасна епоха значних опускань у більшості районів Причорномор'я. За умов занурення йде відчутний наступ моря на сушу і посилена переробка берегів на всьому протязі берегової лінії південної межі території Української РСР.

Вулканізм

В Кримських горах і, частково, в їх передгір'ї дуже велике поширення мають виверженi i виливні породи різного складу, утворені в результаті потужної магматичної діяльності. Найбільш поширені серед магматичних утворень є напівглибинні, частково виливні, породи, середні за своїм хімічним складом.

Розміщені магматичні породи і вулканічні вогнища в Криму двома зонами, в межах північних і південних схилів гір. На північних схилах найзначнішими районами поширення вулканічних порід є верхів'я р. Біюк-Карасу, на південь від м. Білогорська, верхів'я р. Салгиру, на південь від Сімферополя, верхів'я р. Альми, в районі сс. Бодрака і Сабли, і південно-західний виступ Кримського півострова між Севастополем і Балаклавою. На південних схилах Кримських гір магматичні породи ще більш розвинуті. В північно-східній частині півострова лежить великий вулканічний район г. Кара-Даг. Окремі відслонення магматичних порід відомі між Кара-Дагом і м. Судаком. Окремий район поширення магматичних порід становить південне узбережжя Криму між мм. Алуштою і Ялтою. На південно-західній окраїні Кримських гір великий район поширення магматичних порід відомий між м. Алупкою і мисом Айя.

Форми залягання магматичних порід в Криму дуже різноманітні. Змінний також і їх петрографічний склад. Найбільш поширені різної форми лаколіти, масиви малих інтрузій (рис. 103), лаколітоподібні інтрузиви. Ці магматичні тіла проривають тріасові і юрські відклади і дещо відслонені з поверхні та з боків.

Другу групу форм залягання магматичних порід становлять дайки, потоки і покриви. Лаколіти і малі інтрузивні тіла відомі в районі Сімферополя. На південному березі Криму між Алуштою і Ялтою магматичні породи утворюють ряд інтрузій, що їх вивчали А. Є. Лагоріо, А. К. Мейстер, О. М. Зайцев, Н. М. Мурзаєв, С. П. Попов і, особливо докладно, В. І. Лучицький.

У східній частині Південного берега Криму ряд лаколітоподібних масивів по дорозі від Алушти до Ялти становлять: Кастель, Ай-Тоба, Ай-Йорі, Сарагози, Чумни-Бурун, Урага, Шарка, Партеніт, Чукурляр і Аю-Даг. Велика кількість малих інтрузій розміщена на південному

березі Криму між Гурзуфом і Алупкою, де вони проривають таврійську формацію і занурені в юрські відклади. Вони мають середньоюрський вік.

Розмір масивів кристалічних порід змінний. Малі інтрузії мають діаметр лише в кілька десятків метрів. Найбільший серед них масив Аю-Даг являє собою тіло висотою 565 *м*, довжиною 2,5 *км*, при ширині 2,0 *км*. Всі масиви мають куполоподібну форму, і тому А. Є. Лагоріо визначив їх як лаколіти. Контакти вміщаючих порід і інтрузивів



Рис. 103. Лаколіт Аю-Даг на Південному березі Криму.

завжди яскраві, але контактний метаморфізм звичайно не виявлений або ж виявлений дуже слабо. Контактна поверхня інтрузивних тіл одночасно є і структурною їх поверхнею.

Нижня поверхня інтрузивних масивів в Криму здебільшого не плоскої форми, як то властиве типовим лаколітам, а скоріш нагадує величезну каплю, або грушу, поставлену вузькою частиною донизу. Вміщаючі породи, як правило, наче підгорнуті під грушу і місцями поставлені під значним кутом. Вони несуть на собі сліди механічного впливу, зім'яті, а іноді перетерті на брекчію.

Інтрузивні масиви Криму поділяються за формою (Павлінов, 1947) на ряд типів. Перший тип — *лофоліти, гребенеподібні масиви*, прикладом яких є інтрузивні тіла мису Партеніт. На думку В. М. Павлінова, лофоліт це перша стадія розвитку діапірових інтрузивних тіл, які приурочені до лінійних розломів. Другий морфологічний тип виділяється під назвою *хоамолітів*, або бобоподібних лаколітів. Ці масиви мають у плані еліпсоподібну форму, завершуються у вигляді брахіантиклінального склепіння, з крутими боками в середній частині схилів. Найбільш яскраво ця форма представлена на прикладі гори Кастель. До цього типу належить також масив Плака, Караганський інтрузив тощо. Третій тип інтрузивних масивів — *сталагмоліти*, або каплеподібні, мають вигляд перевернутих капель. За уявленням Павлінова, ці тіла вгорі куполоподібні, їх стінки сходяться на глибині. В плані вони мають округлу форму, часом з кутастими перегинами. Серед сталагмолітів Криму перелічуються мис Партеніт, гори Кремінна, Мендер, Кокозький масив і Аю-Даг, форма якого ускладнена повторною інтрузією магми (рис. 104). За висновками М. І. Андрусова, Аю-Даг складається з двох спаяних між собою лаколітів. Західний, ближчий до Гурзуфа, лаколіт більший. В частині, обернутій до Артека, Аю-Даг прикритий глинистими сланцями, які під кутом до 60° підтиснуті під кристалічний масив. На стороні, обернутій до мису Партеніт, на північно-східному схилі масиву лежать жовтуваторожеві пісковики і кварцити таврійської формації.

В цій частині Аю-Дагу помітні слабкі прояви контактного метаморфізму. Вони спостерігаються на дуже невеликому віддаленні від масиву. Сам Аю-Даг має виразно зональну будову. Внутрішні частини його складає діорит, а в поверхневій зоні розміщені діорит-порфірити. Структура породи, яка бере участь у будові масиву, змінна. У ряді ви-



Рис. 104. Кримські малі інтрузиви (за В. М. Павліновим).

падків порода крупно- й рівномірнозерниста. На цій підставі В. І. Лучицький серед порід Аю-Дагу виділяє ряд відмін. У мінералогічному складі їх головне місце займають плагіоклази. Плагіоклаз значною мірою зруйнований і кальцитизований. Значне поширення має також моноклінний піроксен. Авгіт часто повністю заміщається агрегатом кальциту, частково хлориту, а також ідингситоподібного мінералу. Третьою складовою частиною порід Аю-Дагу є кварц. Серед акцесорних мінералів наявні апатит, магнетит, ільменіт. Вторинні мінерали завжди переважають.

Серед порід Аю-Дагу Лучицький виділяє авгітовий діорит, кварцово-авгітовий діорит, часом з переходом у лейкократові породи. Коли плагіоклаз утворює численні вкраплення, порода переходить у плагіоклазо-авгітовий порфірит. Серед порід Аю-Дагу він виділяє ще кварцово-авгітові порфірити, а також діорит-порфірити кварцові і безкварцові.

За висновками Лучицького, діорити і кварцові діорити Аю-Дагу, як і аналогічні породи з інших інтрузивів Південного берега Криму, розміщених між Алупкою і Алуштою, характеризуються як продукти кристалізації діоритової і кварцово-діоритової магми.

З малих інтрузій Південного берега Криму, розміщених північніше Аю-Дагу, найбільш цікавий *Партеніт*. Це типовий лаколіт, коло 100 *м* діаметром. Він має правильну куполоподібну форму і майже цілком відслонений. Складений лаколіт з діориту. В районі його розміщення магматичні породи утворюють також дайку. Західніше Партеніту розміщений ще один лаколіт діориту з досить сплощеним верхом.

Дещо відмінний склад мають гірські породи, поширені в районі г. Кастель. За визначенням Р. А. Пренделя, це *ліпарит*. Ліпарити, або мікрограніт-порфіри, забарвлені у світлий білуватосірий колір і, за даними В. І. Лучицького, складені в одних випадках з вкрапленників лише кварцу, в інших — кварцу і плагіоклазу майже в однакових кількостях.

Велике поширення мають вивержені породи в районі мису Фіолент. За даними А. Є. Лагоріо, магматичні породи на мису Фіолент утворюють ряд окремих дайок значної потужності. Дайки стоять майже вертикально і перпендикулярно до берегової лінії. За складом серед них переважають: 1) кислі кератофіри, поширені між мисом Фіолент і садибою колишнього Георгіївського монастиря; 2) грубозернисті кварцово-піроксенові діорити і 3) осно́вні мелафіри, що відслонюються на західних берегах затоки. Знамениті своєю мальовничістю «Морські ворота», що стоять на захід від м. Фіолент, складені з кислого кератофіру.

О. М. Зайцев (1910) відзначив, що в районі м. Фіолент поширені два типи порід: кератофіри і порфірити, до яких належать і мелафіри. Кератофіри, за даними цього дослідника, мають характерну віялоподібну стовпчасту структуру, а порфірити (мелафіри) — характерну кулясто-шкаралупувату будову і темний колір. В. І. Лучицький (1939) твердить, що в районі м. Фіолент поширені три типи порід: 1) найбільш давні грубозернисті кварцово-піроксенові діорити; 2) молодші — есексит-діабази і есексит-діабазові порфірити; 3) наймолодші — адамелітові ліпарити, що супроводяться їх же туфами. Два останні типи мають ознаки виливних порід. Лучицький припускає, що на м. Фіолент, як і на Кара-Дазі, виступають не вертикальні жили їх, що чергуються з туфами й туфітами, а первинно горизонтальні потоки і покриви ліпаритового і есекситово-базальтового характеру; серед останніх помітну роль відіграє мигдалеподібна структура.

Район м. Фіолент, очевидно, являє собою залишки майже цілком знищеного вулкана, подібно до того, як це спостерігається тепер і в районі Кара-Дагу.

Окремий великий район поширення магматичних порід розміщений в північно-західній частині Кримських гір. В межах цього району, за В. І. Лучицьким, в околицях Сімферополя виявлені лаколіти кварцових авгітових діоритів і діорит-порфірів; кварцово-порфіритові породи поширені в околицях с. Партизани (Сабли), де вони є наче перехідними до околиць Бодрака — району поширення мелафірових і порфіритових порід.

В районі Сімферополя вулканічні породи виступають в долині р. Салгиру і долинах її лівих приток, по дорозі на Ялту. В районі колишнього селища Ескі-Орди вивержені породи складають добре морфологічно оформлений лаколіт. У цьому районі Лучицький виділяє такі типи порід: рівномірногрубозернисті кварц-авгітові діорити (банатити), середньозернисті банатити, сферолітовий середньозернистий авгітовий банатит, мікропегматитові авгітові банатити, авгітовий банатит, діабазоподібний банатит (діорит), діорит-порфірит (банатит-порфірити), мікрогранітовий діорит-порфірит, безлейстовий діорит-порфірит, пренітовий діорит-порфірит і авгітовий порфірит — всього одинадцять відмін. Усі ці породи пов'язані між собою повільними переходами і утворюють численні відслонення.

Дуже цікавий для висвітлення вулканічної діяльності в Криму в минулі геологічні епохи район с. Бодрака, в басейні р. Альми. Основну особливість залягання вулканічних порід тут становить наявність потужних потоків. За даними Б. О. Федоровича, загальні закономірності утворення вулканогенної формації в цьому районі представляють такі етапи: 1) відкладання сланців тріасу і вапняків нижньої юри; 2) інтрузія порфірито-діабазової магми; 3) відклади аркозів і пісковиків середньої юри та інтрузії в них більш осно́вних порід; 4) нагромадження сланців келовейського віку і одночасні ефузії потоків мелафірів, потужністю до 100 *м*, по вузьких і довгих тріщинах з проверстками лапіль і бомб до 15 *см* діаметром (рис. 105); 5) ефузії з утворенням дайок, перпендикулярних (у Бодраку — радіальних) до дайок порфіритів; 6) вилівання потоку мелафіру до 100 *м* потужності, що простягається від Кремінної гори біля с. Бодрака до Лисої Гори на р. Альмі; ширина потоку 8,5 *м*. Серед порід, виявлених у цьому районі, В. І. Лучицький виділив і описав: 1) порфірито-діабазові породи темного забарвлення; при відсутності в них кварцу вони набувають типової діабазової структури; 2) андезито-базальти, чорного і темносірого кольорів, і 3) олівіновий базальт.

Поклади мелафіру в околицях Бодрака до цього часу добре зберегли форму вулканічного потоку. Характерну особливість його структурі надають проверстки лапіль і вулканічних бомб, які різко виступають у відслоненнях через нерівномірне звітрювання породи.

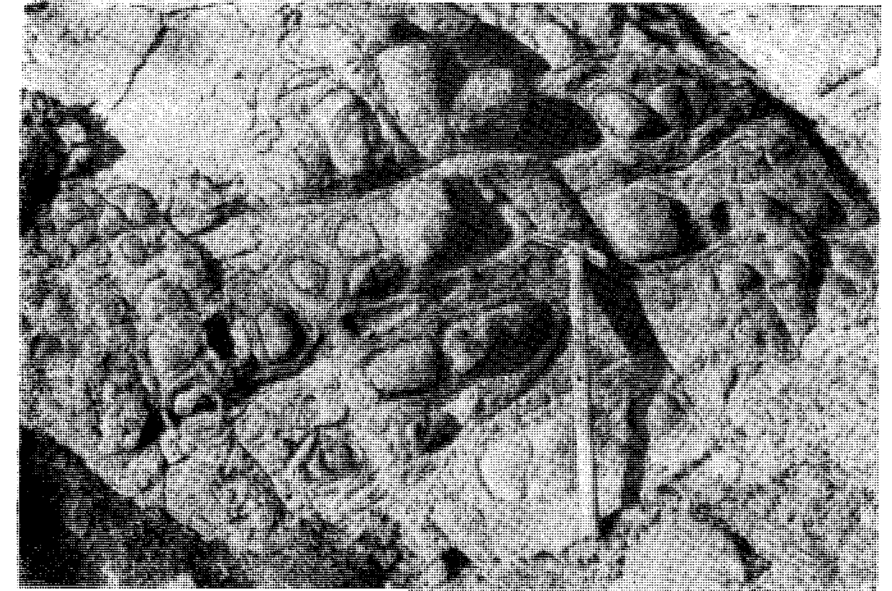


Рис. 105. Кулясті лави. Район с. Бодрака.

Наявність вулканічних потоків в районі Бодрака свідчить про існування тут ще одного вогнища вулканізму, подібного до того, яке існувало тоді ж в районі мису Фіолент.

Руїни вулкана юрського часу добре збереглися у східній частині Кримських гір, де вони утворюють вулканічний район Кара-Дагу. Розміщений цей район між с. Планерним і долиною р. Отузу. В його межах виділяються дві частини: Свята гора, з двома вершинами, і Береговий хребет. В останньому виділяють ряд частин, у будові яких беруть участь різні вулканічні породи. Західна частина виділяється під назвою Лобовий хребет; далі йде Карагач; центральну частину Берегового хребта становить група гір Хоба-Тепе; у північно-східній частині його виділяються невисокі гребені Магнітний і Кок-Кая. Трохи північніше Берегового хребта міститься гірська група «Шапка Мономаха». Вулканічний район Кара-Дагу, на думку Ф. Ю. Левінсон-Лессінга, становить полігенну вулканічну область. В цій області не виявлений центр виверження — кратер, поширені ознаки підводних вивержень, як-от кулясті лави, спіліти тощо. Серед вулканічних форм у цьому районі поширені: окремі вулканічні потоки, складні туфо-лавові світи, некки, дайки і жили та інтрузивні масивчики. З поверхневими вулканічними виливами

були пов'язані також субінтрузивні процеси. Типові інтрузивні процеси відігравали незначну роль.

За петрографічними дослідженнями Ф. Ю. Левінсон-Лессінга, в районі Кара-Дагу розрізняють дві групи порід — палеотипної і кайнотипної серій. В кожній з серій виявлені різні породи, починаючи від більш основних до кислих включно.

За визначенням В. І. Лучицького, до серії палеотипних входять головні типи виверженних порід, виключно виливні або субінтрузивні і не менш як з двома поколіннями головних мінералів. Це: 1) спіліти і кератоспіліти, 2) кератофіри і оксикератофіри, 3) палеоліпарити.

Кайнотипні породи на Кара-Дазі, за даними Лучицького, представлені базальтами з мелафірами, андезитами — звичайними і лужними, дацитами, ліпарито-дацитами, трахітами, трасами. Більшість порід належить до андезитів, що у вигляді жил і некків прорізують породи палеотипної серії; менша частина представлена дацитами і базальтами.

Вулканічна діяльність в районі Кара-Дагу відбувалась протягом тривалого часу, початок її відноситься до кінця середньої юри. Більш рання фаза вивержень, коли утворились породи палеотипної серії, завершилася до початку утворення складок. Виверження і виливи кайнотипних порід відбувались за процесів складчастості. Утворення туфобрекчій Кара-Дагу В. Ф. Пчелінцев, на підставі палеонтологічних даних, відносить до байоського або батського часу. Байоський вік туфогенних порід визнає також М. В. Муратов. В. І. Лучицький вважав, що час вулканічної діяльності в Криму припадає:

1) утворення найбільш давніх інтрузій — на пізній лейас — бат;
2) палеотипні (альбітизовані) ефузії — на байос—келовей;
3) кайнотипні ефузії, включаючи жили поверхневого типу,— на пізній келовей — альб.

Просторове розміщення виверженних порід в Криму нерозривно пов'язане з тектонікою Кримських гір. Утворення осередків виверження залежало від наявності глибинних розломів, переважна більшість яких має простягання, згідне з простяганням складчастих структур. Формування розломів і пов'язаної з ними вулканічної діяльності потрібно розглядати в зв'язку з розвитком кімерійського горотворення в Кавказько-Кримсько-Карпатській геосинклінали.

Грязьовий вулканізм. Одним з найвизначніших явищ, пов'язаних з особливостями геологічної структури і сучасною тектонікою Керченського півострова, є грязьовий вулканізм. Це явище само по собі досить рідке і величне. Грязьові вулкани часто мають вигляд гір, що високо підносяться над прилеглими просторами. На їх вершині, на схилах або біля підніжжя розміщуються отвори-кратери. Час від часу через кратер грязьового вулкана вивергаються горючі гази, витікають величезні потоки грязі, які за розмірами іноді не поступаються потокам вогненної лави справжніх вулканів.

В межах Української РСР грязьові вулкани виявлені лише на Керченському півострові. Вивчення їх там і на Тамані почалося ще в XVIII ст. Опису грязьових вулканів присвячена величезна література, яка тепер нараховує понад 500 назв. Перші відомості про грязьові вулкани відносяться до 1795 р., коли П. С. Паллас висловив думку, що причина грязьового вулканізму полягає в тому, що на глибині залягає кам'яне вугілля або бітумінозний шифер у стані повільного горіння. Морська вода по тріщинах у земній корі просочується в глибину до вугілля, обертається в пару і з гуркотом викидається назад на поверхню. В роботах цього дослідника дано докладний опис виверження сопухи Горілої у лютому 1794 р., огляд вулкана Джау-Тепе і Єнікальської групи грязьових вулканів.

Воскобойников і Гур'єв у 1832 р. висловили думку, що першопричину діяльності бакинських і таманських грязьових вулканів становлять родовища нафти.

В 1855 р. опис Керченських сопок наводить у своїх працях Абіх. Він висловлює думку (1873), що явища грязьового вулканізму зумовлені тими плутонічними силами, які створили Кавказькі гори. Він наводить склад газів з сопок Єнікальських і Булганакських, досліджених Бунзеном.

Г. Гельмерсен (1865) описав Джарджавську, Єнікальські і Булганакські сопки та нафтові джерела, на його думку, пов'язані між собою. Вони мають спільну причину виникнення, яка полягає у роздробленості середніх частин антиклінальних складок. Гельмерсен один з перших відзначає приуроченість грязьових вулканів до долин «антиклінічних».

В пізніші роки деякі відомості (дані аналізів) про грязьові вулкани краю наводились в роботах Астенда, Р. Ребіндера (1873), К. Герца, П. Алексеєва, А. Потиліцина, В. Дубневича, М. Крамаревського (1886), Й. Морозевича (1886), Ф. Потоцького. Більш докладні дані про геологічні умови грязьового вулканізму дає М. О. Головкінський. Він підтверджує зв'язок грязьових вулканів з антиклінальними складками, докладно описує сопку Джау-Тепе і склад порід в її грязі.

Під кінець минулого і на початку поточного століття грязьовий вулканізм Керченського і Таманського півостровів продовжує привертати увагу численних дослідників. Його розглядає, зокрема, М. І. Андрусов (1893). Він як одне з можливих пояснень виникнення мульдоподібних знижень в антиклиналях Керченського півострова приймає часту зміну фацій сарматських відкладів.

В. І. Вернадський і С. П. Попов в 1900 р. запропонували серед сопок розрізняти під назвою *сальз* гори, горби або плато, де розміщені виділення газів і грязі, а окремі конуси, озера і отвори, розміщені на сальзах і з яких виділяються гази або грязі, звати сопками. В 1902 р. ці ж дослідники вказали на присутність бури в сопочних водах.

Деякі відомості про грязьові вулкани Керченського району знаходимо в роботах О. О. Борисяка, П. М. Чирвінського (1907), Н. Н. Клепініна (1914), С. С. Чембицького, В. В. Сєдельщикова і Г. К. Кулгагова — вони наводять дані про склад грязі Джау-Тепе, виверженої в 1914 р. В 1915 р. Е. Штебер наводить дані про радіоактивність газів грязьових вулканів. Про йод, бром та інше в продуктах діяльності грязьових вулканів писав В. Н. Бенетов (1916). Спробу підрахувати запас бури зробили М. О. Ісгаришев та О. Ф. Слудський (1917), В. Г. Хлопін (1919), А. Стопневич.

Глибоке і всебічне вивчення геологічної будови і грязьових вулканів Кримо-Кавказької області почалося за радянської влади. Дослідження їх провадили видатні радянські геологи В. А. Обручев, І. М. Губкін, А. Д. Архангельський; завершує свої спостереження М. І. Андрусов. В. А. Обручев (1921, 1926) дав докладний перелік нафтових і газових виходів на Керченському півострові і нарис більшості грязьових вулканів. Питання структури Керченсько-Таманської області в 1921 р. розглядав П. П. П'ятницький. Він припускав, що куполовидні підвищення можуть бути опуклостями, що утворювались на зразок лаколітів, де роль магми грали газ і грязь; вони можуть бути і брахіантикліналями діапірового типу, що утворилися внаслідок надзвичайно тривалого «кряжеутворюючого» процесу. Для палеогеографії району великий інтерес становила робота М. І. Андрусова (1926), в якій він довів, що Керченська протока має ерозійне походження і становить занурене давнє річкове ложе.

В 1925 р. А. Д. Архангельський прийшов до висновку, що брекчії, які викидають з гряззю грязьові вулкани, мають тектонічне походження і утворилися в процесі формування діапірових складок, в результаті тертя ядра об крила складок. Брекчії можуть видавлюватися без участі газу, в силу самого механізму утворення діапірових складок. Архангельський звернув увагу на те, що в складі брекчій сопочної грязі вулканів є породи, молодші від тих, на яких розміщені самі вулкани. Це явище, на його думку, можна пояснити тим, що Керченський півострів має покривну будову — під видимою серією алохтонних ті ж породи залягають автохтонно. В роботі за 1930 рік Архангельський із співробітниками дали повний опис геологічної будови Керченського півострова. Грязьовий вулканізм, на думку авторів, приурочений до певних тектонічних умов і пов'язується з розвитком оригінальних глиняних брекчій, що виникають як чисто тектонічні утвори в результаті перетирання порід у діапірових складках, насувах і скидах.

Крім цих грунтовних праць, відомості про грязьові вулкани і продукти вулканічної діяльності на Керченському півострові знаходимо в роботах П. Н. Мурзаєва (1928), Г. Ф. Турлея (1930), Л. А. Гречишкіна (1931), К. А. Прокопова (1931), Л. Сіверса (1931), А. Н. Федорова (1932), С. С. Намьоткіна (1932) та ін. М. С. Шатський, М. М. Жуков, Є. В. Мілановський та В. Є. Руженцов прийшли до висновку, що маси сопочних брекчій утворилися через насуви. Маси брекчій, насичені водою, нафтою і газом, є, на думку цих дослідників, найбільш рухливим матеріалом, що внаслідок бічного тиску переміщається в місця найбільшої слабини. Такими місцями є роздроблені склепіння антикліналей, периклінальні закінчення складок і зони розломів, напрямлені по нормалі до простягання верств.

Походження грязьових вулканів Керченського півострова на протязі довгого часу вивчав І. М. Губкін. Він установив, що діапіризм цієї частини Криму є законом для тектоніки всієї області занурення південно-західної частини Кавказу. Діапірові складки, грязьові вулкани і нафтові родовища утворювались там в акчагильський вік. Коли тільки-но почали формуватись діапірові складки, як вважав Губкін (1934), до їх ядер, як до найбільш піднятих, зім'ятих і розрихлених місць, стали підтікати вода і газ, а потім і нафта, тобто піднімались і нагромаджувались ті три елементи, які зумовили виникнення і грязьових вулканів, і нафтових родовищ.

Твердження, що грязьові вулкани пов'язані з діапіровими складками, лежить в основі праці І. М. Губкіна і С. Ф. Федорова за 1939 рік. Стратиграфія грязьового вулканізму на Керченському і Таманському півостровах охоплює відклади від кімерійського ярусу до майкопської світи включно. Всі вулкани в цьому районі пов'язані з антикліналями діапірового типу. При формуванні цих складок породи зазнають максимальних механічних впливів, внаслідок чого утворюються брекчії тертя — автокласти. Завдяки впливу води, нафти і газів на брекчії тертя утворюються сопочні брекчії і сопочні пеліти (мули). Всі види брекчій складені з осадочних порід. Причиною грязьового вулканізму Губкін і Федоров вважають, крім діапіризму, гідрогеологічні умови, наявність газу тощо. Вода є свого роду гідравлічним гнотом і, зволожуючи породи, разом з тиском ядра протикання і газу, вона видавлює на поверхню спочатку грязь. Газ не є первопричиною діяльності грязьових вулканів. Він піднімається з глибини по тектонічних тріщинах і може нагромаджуватися в порах порід. Коли він закупорений породами, що лежать зверху, тиск його кінець кінцем переважає опір порід, покришка зривається і починається бурна грязьовулканічна діяльність. На основі всіх ознак останньої ці дослідники виділяють такі типи грязьового вулканізму: г р я з ь о в и й   в у л к а н — одне з виявлень тектоніки, в основному, діапірового типу; виділена вулканом маса брекчій зовні нагадує лавовий вулкан; г р я з ь о в а   с а л ь з а, що виступає в рельєфі, — окремо розміщений конус або лійка невеликих розмірів (4—6 *м*); г р я з ь о в а   с о п к а — еруптивний апарат грязьового вулкана, як окремий конус, лійка або ядро випирання тієї чи іншої форми — часом усі ці форми можна спостерігати в межах одного й того ж грязьового поля; г р я з ь о в и й   г р и ф о н — невеликий еруптивний апарат сальзи і сопки, що виділяє лише воду, грязь чи газ, або всі їх разом, але в невеликій кількості (розмір до 0,5 *м*). Далі Губкін і Федоров описують склад мінеральних продуктів виверження сопочних вод та газів, геохімію бітумів грязьових вулканів, їх мікробіологію і приходять до таких висновків: 1) усі грязьові вулкани Кримсько-Кавказької геологічної провінції приурочені до антиклінальних складок діапірового типу (з прорваним ядром або криптодіапіри); 2) при формуванні діапірового ядра структура розбивається численними скидами, підкидами, звичайно невеликої амплітуди; 3) більшість грязьових вулканів розміщена в периклінальних частинах структур, рідше вони розташовані в найбільш піднятих частинах, особливо в прихованих діапірах, а також і на крилах (за наявності значних диз'юнктивних ускладнень цих структур); 4) при формуванні діапірових структур утворюються бекчії тертя, автокласти, які при подальшій обробці водою і газом дають два інші типи брекчій — сопочну брекчію і сопочні пеліти (мул); 5) знахідки серед кластичного матеріалу брекчії грязьових вулканів магматичних порід пояснюються або наявністю четвертинних галечників чи конгломератів у підстелюючому комплексі порід, або відкладами культурної верстви; 6) усі мінерали твердих продуктів виверження грязьових вулканів — осадочного походження; 7) літологічні дослідження порід грязьових вулканів показали їх осадочне походження і заперечують їх безпосередній зв'язок з магмою; 8) вода — неодмінний фактор в генезисі грязьових вулканів; 9) води цих вулканів в основній своїй масі — слабо мінералізовані, безсульфатні лужні і, рідше, води хлоркальцийові; 10) води грязьових вулканів інфільтраційного, поверхневого походження; 11) геохімічна обстановка вод грязьових вулканів тотожна з тією ж обстановкою для вод нафтових родовищ; 12) нагромадження йоду в водах грязьових вулканів пов'язане з наявністю в них бітуму нафти; бром у цих водах — осадочного походження; 13) гідрологічна характеристика і геохімічна обстановка грязьових вулканів в цілому не показують участі в їх діяльності ювенільно-ендогенних факторів; 14) в зоні грязьового вулкана спостерігається, як правило, таке: а) нагромадження бітумінозних речовин у глибинній брекчії порівнюючи з віддаленими корінними породами; б) із збільшенням вмісту бітуму в корінній породі зменшується його асфальтизованість, тобто він наближається за складом до нафти; в) зміни величини Н в зонах промислово нафтоносних і промислово не нафтоносних; 15) гази грязьових вулканів переважно метанові з незначними, як правило, домішками вуглекислоти і азоту; вміст важких вуглеводнів дуже незначний; 16) мікрофлора грязьових вулканів ідентична з мікрофлорою нафтових родовищ відповідних областей. І. М. Губкін і С. Ф. Федоров на основі глибокого вивчення грязьового вулканізму розробили рекомендації щодо порядку глибокої їх розвідки на корисні копалини.

Найповніший огляд грязьового вулканізму дали В. В. Бєлоусов і Л. А. Яроцький (1936). Вони описують грязьові вулкани: 1) Владиславівську групу, 2) сопки біля сел. Хирсиз-Шидак, 3) Арма-Елі, 4) Джау-Тепе, 5) району кургана Борух-Оба, 6) Насирську сопку, 7) Каджадарські сопки, 8) сопку Ново-Шепетівську, 9) Джанкойську сопку, 10) Джарджавську сопку, 11) сопку Солдатську, 12) Тархан-

ську групу сопок, 13) Булганакську групу, в складі сопок центрального озера, Андрусова, Абіха, Павлова, Обручева, Тищенка, Ольденбургського, Трубецького, Шилова, Вернадського, 14) сопку біля с. Бакси, 15) Єнікальську групу сопок. Тепер сопки перебувають у стадії постумної діяльності, в них перемиваються і перевідкладаються роздроблені і перетворені на брекчію тектонічними силами ті породи, на яких розміщені сопки. В цій стадії готова сопочна брекчія, насичена водою і газом, легша за оточуючі породи, витискується вгору під впливом статичного навантаження. Виносу на поверхню сопочних мас може сприяти також явище «місцевої ізостазії».



Рис. 106. Кратери грязьових вулканів. Керченський півострів. Район вулкана Джау-Тепе.

Як видно з огляду, про причини грязьового вулканізму є різні думки. Які з них найбільш повно пояснюють це явище, можна буде резюмувати після огляду грязьових вулканів Керченського півострова.

Численні грязьові вулкани на півострові розміщаються залежно від його геологічної структури. Приурочені до антиклінальних, діапірових складок, вони розміщені в пониженнях інверсійного рельєфу. В загальних умовах рівнинної і слабо горбастої поверхні Керченського півострова грязьові вулкани, як правило, становлять підвищення. Якщо вулканічні кратери розміщені в пониженнях і при них нема нагромадження грязьових конусів, вони становлять підпорядковані елементи рельєфу. Типовий грязьовий вулкан являє собою гору, або горб конусоподібної форми. Ці риси найяскравіше виявлені у вулкана Джау-Тепе, розміщеного примірно на 10 *км* південніше с. Ленінського. Джау-Тепе (рис. 106) стоїть на осьовій лінії антиклінальної діапірової складки. Антиклінальне склепіння її ускладнене прогином, на краях якого відслонюються сарматські вапняки. Це високий, округлий, конусоподібний горб, що більш як на 50 *м* підноситься над навколишніми рівнинними просторами. Вершина вулкана плоска, кратерна площадка має округлу форму і кілька метрів у діаметрі. Верхня частина конусу складена з висохлої грязі, що, наче шапка, лежить на ньому. Грязь розбита тріщинами висихання і має зеленуватосіре забарвлення. Давніші маси, з яких складений цоколь вулканічного конусу, мають буруватий колір. Цоколь розчленований неглибокими ярами, що радіально розходяться, наче баранкоси, від вершини до підніжжя Джау-Тепе. Яри найбільш поширені на його східних схилах. Південний схил більш виположений і зрівнений велетенським потоком грязі, виверженої в 1914 р. Край грязьового потоку на кілька метрів піднімається над прилеглою рівниною. Крім цього найбільшого потоку грязі на схилах Джау-Тепе добре збереглися менші, що утворилися в 1909, 1925 і 1927 pp.

На схід від Джау-Тепе, на відстані близько 1 *км*, недалеко від верху невеликого рівчака, що далі переходить у вибалок, розміщений великий округлий кратер. Поверхня його примірно на 0,5 *м* нижча від навколишньої рівнини. В межах кратера розташовано кілька «вікон»— вторинних кратерів округлої форми, діаметром 0,5—1,5 *м*. З кратерів витікають джерела прісної води. За межами великого кратера струмені води, зливаючись, утворюють невеликий потік. Грязьові кратери відомі також і далі на південний схід від Джау-Тепе, в районі глинища, на дні якого виступають невеликі джерела і пухирці газу.

Джау-Тепе — приклад діючого грязьового вулкана. В районі м. Владиславівки, на східному березі оз. Ачі, розміщений великий, складений з висхлої грязі, горб Туш-Оба, що являє собою вулканічну побудову недіючого вулкана. Центр вулканічних вивержень тепер змістився на схили горба. Біля його підніжжя в північно-західній частині розміщений ряд невисоких конусів з кратерами на вершинах, діаметром 1,5—2,0 *м*, виповнених водою. З води виходять пухирі газу. Навколо Туш-Оби поширені округлі солончаки, що зовні нагадують кратери грязьових вулканів. Улоговина оз. Ачі теж, очевидно, пов'язана з грязьовим вулканізмом і виповнює прогин у склепінні антиклінальної складки. Грязьові сопки району м. Семи Колодязів розміщені в межах Каджадарської антиклінальної складки, склепіння якої розмите і являє собою улоговину, де відслонені майкопські глини. Улоговина, наче валом, оточена виходами вапняків тортонського віку. Сама Каджадарська антикліналь ускладнена прогином. У межах цієї структури грязьові сопки розміщені на віддалі близько 2 *км* на південь від Семи Колодязів. Трохи далі, в околицях колишнього селища Каджадар, стоїть великий грязьовий конус тепер не діючого вулкана. Він більш як на 15 *м* підноситься над навколишньою місцевістю. Схили конусу розчленовані ярами, в яких відслонюється буруватосіра глина — висхла грязь. Біля підніжжя південного схилу горба витікають джерела води і виділяється газ. Одна з найактивніших сопок розміщена на т. зв. Джарджавській брахіантикліналі, в 2 *км* на захід — південний захід від Керчі. Сопка знаходиться в зоні брекчій, яка прилягає до обірваних крил східної частини складки. Джарджавський вулкан має вигляд столового підвищення, складеного з виверженої грязі. Висота його 20—25 *м* над прилеглими рівнинами. Останнє виверження цього вулкана сталося в 1930 р. Про притишену діяльність його тепер свідчить повільне виділення газу у невеликому озерці, розташованому на західному схилі. Біля озерця розміщено декілька невеличких конусів, з яких витікає грязь.

З інших грязьових вулканів Керченської групи сопка Солдатська — недалеко від шосе Керч — Камиш-Бурун — має висоту 5 *м*. Невеликі розміром сім грязьових вулканів Бурашської групи, розміщених примірно в 18 *км* на північний захід від Керчі, і Тарханські вулкани — на віддалі близько 10 *км* від міста.

Одну з найвизначніших груп грязьових вулканів на Керченському півострові становлять Булганакські вулкани, розміщені у верхів'ї Булганакської балки на віддалі близько 9 *км* від Керчі в північному напрямку. Більшість сопок стоїть на великому округлому солончаку, що займає пониження глибиною понад 20 *м* серед прилеглої місцевості і

коло 1000 *м* діаметром. Грязьові сопки мають вигляд невеликих конусів або округлих кратерів, оточених невеличким валом.

Остання група грязьових вулканів на Керченському півострові розміщена біля с. Маяків, в 12 *км* на північний схід від Керчі. Там виявлено два вулкани, віддалені один від одного щось на 60 *м*. Один з вулканів має вигляд конусу близько 10 *м* висотою. На вершині його помітне пониження кратера у вигляді перетиснутого овала. Другий вулкан має вигляд столового підвищення, на поверхні якого стоїть ряд невеличких конусів і озерець, що виділяють грязь і газ.

На підставі порівнянь форм численних центрів грязьового вулканізму на Керченському півострові можна твердити, що геоморфологія грязьових вулканів зумовлена їх діяльністю. В місцях центрів періодичних виверджень грязьовий вулкан набуває конусовидної форми. Конус складений з глинистих мас — послідовно накладених одна на одну верств вивергеної грязі. Потоки останньої відіграють помітну роль в їх рельєфі. Грязьові вулкани в місцях центрів постійної дії мають вигляд овальних озерець, оточених невисокими валами, що становлять наче конус у процесі нарощування. Ці центри грязьового вулканізму постійно виділяють воду або сильно розріджену глинисту масу і газ. По суті це звичайні джерела, приурочені до понижених елементів рельєфу. Періодична діяльність грязьових вулканів генетично зв'язана з режимом цих джерел, як правило, розміщених серед груп грязьових вулканів. Періодичні виверження грязьових вулканів являють собою величний процес. На Керченському півострові особливо енергійними є виверження час від часу вулкана Джау-Тепе. Про діяльність його є свідчення за кілька століть. Енергійні виверження були там в 1909, 1914, 1925 і 1927 рр. За описом Н. Н. Клепініна (1914), виверження 18 березня 1914 р., яке почалося о 7 год. ранку, відбувалось так: «... з боку сопки стало чутно сильний гуркіт або грім (гуркіт було чути в с. Петрівському, на віддалі 10 верст), і в той же час викинуло густий дим. Разом з димом летіли сажнів на 20—25 грудки грязі, причому піднімалися на кілька сажнів великі куски. Часом краї сопки обвалювалися, тоді знову чутно було гуркіт. Усе виверження тривало 20—30 хв. Потік грязі йде тим же напрямком, що й раніш (СПнС); наскільки велика була сила цієї течії, можна бачити з того, яке глибоке нове русло прорив собі цей потік у старому ущільненому потоці... Довжина грязьового потоку близько 200—220 сажнів, при ширині в нижній, ширшій частині до 60 сажнів».

Л. Сіверс так описав виверження Джарджавської сопки (1931): «Зовсім несподівано 8 листопада, о 17 год. 10 хв., з сопки почалося найсильніше виверження. За яких-небудь 10—15 хв. на значну висоту було викинуто дуже багато кусків грязі і сопочної брекчії. Волога грязь досить щільної консистенції суцільним грудкуватим потоком швидко поширювалась у напрямку Керченської протоки. Примірна ширина потоку досягла 75 *м*, при довжині 500 *м* і висоті до 1 *м*. Незвичайний язик потоку взяв напрям на захід у бік села, досягаючи висоти 3 *м*. Цей язик залив три садиби з усіма господарськими будовами. При цьому грязь просочилася в усі внутрішні приміщення, проломила стіни. Потоком, що рухався на схід, були підхоплені і перенесені на значну віддаль різні господарські предмети, брички, сіно, солома та інше... При виверженні утворилися велетенські тріщини, шириною до 2 *м*, що радіально розходилися від кратера. Очевидці вказують, що при виверженні з кратера виділявся дим і вогонь».

Після бурхливого виверження грязьовий вулкан загасає, переходить у більш-менш тривалий період спокою.

Продукти виверджень грязьових вулканів. Грязьові вулкани Керченського півострова викидають значні маси газових рідких і твердих продуктів.

Гази грязьових вулканів досить однорідні і складаються, за одностайним висновком багатьох дослідників, з метану з домішкою вуглекислоти та азоту. Іноді в них є домішка водню і сірководню.

Склад сопочних газів, за даними В. В. Бєлоусова (1936), такий:

	H_2O	CO_2	O_2	CH_4	C_2H_6	N_2 та інші гази
Владиславівська група	—	3,5	0,2	95,0	0,1	1,2
Джарджавська »	0,1	1,5	0,3	95,5	0,5	2,1
Булганакська »	—	42,8	0,3	55,9	—	1,0
Єнікальська »	—	59,7	0,1	38,4	—	1,8
Джау-Тепе »	—	4,0	—	92,7	0,7	2,3

Перше місце в складі цих газів належить метану. В окремих сопках він становить 99% усіх газових продуктів виверження грязьових вулканів. В середньому метану буває 83, іноді ж і менше 50%. Звертає на себе увагу те, що метану завжди більше в тих сопках, виверження з яких підряд енергійніше. В газових струменях і при постійному виділенні газів метану менше.

На другому місці в газових виверженнях грязьових вулканів стоїть вуглекислий газ. Кількість його коливається в дуже широких межах — від кількох до 86%. Середній вміст вуглекислого газу, за даними Бєлоусова, близько 13%. Азоту завжди небагато і найчастіше не більше кількох процентів. З інших газів іноді зустрічається сірководень — до 1%, виявлено сліди водню і окису вуглецю.

Щодо походження газів грязьових вулканів, то переважна більшість дослідників тепер вважає, що воно таке ж саме, як і у більшості газів нафтових та газових родовищ: вони утворюються від розкладення органічної речовини, похованої в осадочних породах.

Грязьові вулкани Керченського півострова викидають багато води, в якій розчинена значна кількість різних речовин. Геохімію цих вод докладно висвітлили І. М. Губкін і С. Ф. Федоров (1938).

Запаси води в грязьових вулканах складаються з поверхневих інфільтраційних вод та з підземних водних горизонтів. Води грязьових вулканів поділяються на два типи: слабо мінералізовані — безсульфатні або слабосульфатні, лужні, і більш високо мінералізовані — хлоркальцієві. Переважають води лужні. Ступінь мінералізації їх характеризується 10—20 *г/л* розчинних речовин. На Керченському півострові хлоркальцієві води в грязьових вулканах не виявлені. Лужні води грязьових вулканів несуть у собі різні комбінації розщеплених хлоридів, бікарбонатів і карбонатів лугів. Лужних сульфатів немає, або ж вони зустрічаються в невеликій кількості, як і карбонати й бікарбонати лужних земель. Характерною особливістю геохімічної обстановки грязьових вулканів є наявність бітумів, як це буває і в родовищах нафти. В результаті складних геохімічних взаємодій в районах грязьового вулканізму нагромаджується йод та бром, що звичайно в природі дуже розсіяні. Самі води районів грязьового вулканізму теж характерні для родовищ нафти. Вони формуються з поверхневих інфільтраційних вод, які просочуються на глибину шляхом, на який вказували Губкін і Федоров.

Щодо нагромадження окремих хімічних елементів в районі діяльності грязьових вулканів, то наявність і вміст йоду в водах грязьових вулканів не залежить від геологічного віку порід їх основи. Нагромадження йоду пов'язане з наявністю бітумів нафти. Нагромадження брому, навпаки, залежить від віку і складу порід основи грязьового вулкана, бо бром вод грязьових вулканів — продукт вилуговування з вулканічних брекчій морських відкладів. Це ж стосується і інших елементів, наявність яких в водах вулканів є результат вилуговування водами осадоч-

них серій вулканів (Губкін і Федоров, 1938). Середній хімічний склад вод і рідкої грязі грязьових вулканів характеризують такі дані (Бєлоусов і Яроцький, 1936):

HCl	0,6—0,7 *г/л*
Na_2SO_4	сліди
$NaHCO_3 + Na_2CO_3$	0,4—0,5 *г/л*
$Mg(HCO_3)_2 + Ca(HCO_3)_2$	соті долі грама
J	30—60 *мг/л*

За певних умов сопочні води і грязь можуть бути джерелом для добування соди та йоду.

Тверді продукти вивержень грязьових вулканів викидаються завжди разом з водою, в якій вони становлять 4—5 і до 40% уламкових нерозчинних часток. Під час виверження ця маса має вигляд грязі, а коли висохне, переходить у брекчію. За складом сопочна грязь, або брекчія, являє собою зруйновані тектонічним тиском і водою гірські породи, що беруть участь в геологічній будові району грязьового вулкана. В умовах Керченського півострова це, в основному, продукти перевідкладання майкопської товщі.

Хімічний склад ропи і рідкої грязі грязьових вулканів Керченського півострова, за Є. С. Бурксером і М. Я. Шапіро (1936), характеризують такі дані:

Місце відбору проби і назва зразка	В грамах на літр			Відношення до суми солей в %		
	Сума солей	NaCl	$NaHCO_3$	NaCl	$NaHCO_3$	Дебіт
Булганак, сопка № 1. Рідка грязь	6,2818	2,1060	1,0584	33,53	16,85	Великий
Булганак, сопка № 1. Грязь—ропа відстояна . . .	9,9128	5,8293	0,4828	58,80	4,87	»
Булганак, сопка № 1. Ропа з басейну	33,0152	19,4384	4,8258	58,87	14,62	»
Булганак, сопка № 2. Ропа з басейну	12,5436	5,7505	2,6956	45,84	21,49	»
Єнікале-Маяк, сопка. Рідка грязь .	15,5780	5,4265	5,4995	34,83	35,30	Малий
Тарханська група, калюжа сопки. Рідка грязь . .	10,4356	5,5082	1,8270	52,79	17,51	Середній
Тарханська група, калюжа сопок. Ропа відстояна .	10,9130	5,9933	2,0150	54,92	18,46	»
Великий конус, група сопок на горбі, на північ від Булганака. Рідка грязь . .	11,8749	6,6415	1,3759	55,93	11,58	Малий
Джарджава, сопка. Рідка грязь . .	6,8762	2,9150	2,4091	42,39	35,03	Середній

Сопочна брекчія під мікроскопом має вигляд глинистої маси, просякнутої колоїдальними сполуками заліза; в неї включено уламки

кварцу, польового шпату, зерна глауконіту, черепашки молюсків. Механічний склад грязі (Бєлоусов і Яроцький, 1936) такий:

Величина зерна в *мм*	%
1—0,25	0,06
0,25 —0,01	12,72
0,01 —0,005	62,22
0,005—0,001	9,70
< 0,001	15,30

Як свідчить аналіз, склад вулканічних брекчій дуже тонкий і теж нагадує склад майкопської глини. Мінералогічний склад вулканічних брекчій різноманітний і включає дві групи мінералів — реліктові, з складу осадочних порід вулканів, і сингенетичні мінерали грязьових вулканів (Губкін і Федоров, 1938). До першої групи належать кварц, польові шпати, анальцим, бейделіт, опал, халцедон, вулканічне скло, вуглисті і бітумінозні утвори, гранат, бура шпінель, апатит, колофаніт, даліт, безколірні слюди, біотит, змійовик, тремоліт, актиноліт, звичайна рогова обманка, базальтична рогова обманка, глаукофан, діопсид, гіперстен, епідот, цоїзит і клінацоїзит, ставроліт, дистен, силіманіт, андалузит, сфен, олівін, глауконіт, магнетит, червоні окисли заліза, турмалін.

Серед мінералів другої групи перелічуються: карбонати кальцію, доломіт, сидерит, пірит, маркaзит, гідротроїліт, гіпс, ангідрит, барит, ярозит, галун, аміачна селітра, галіт, атакаміт, халькопірит, арагоніт, антраколіт, термонатрит, епсоміт. Якщо продукти виверження грязьових вулканів зазнають впливу високої температури під час горіння газів, у них утворюються нові клінкерні мінерали, переважно окисли кальцію, заліза, скло тощо.

Причини грязьового вулканізму пояснюють по-різному. Дуже поширена думка, що основною причиною діяльності грязьових вулканів є газ, який нагромаджується в гірських породах на глибині. Коли тиск газу надмірний, стається вибух і з зруйнованих гірських порід утворюється конус грязьового вулкана. Це, так би мовити, «газова» гіпотеза діяльності грязьових сопок.

А. Д. Архангельський (1925) вбачав причину діяльності грязьових вулканів у тектоніці. Саме тектонічні рухи зумовлюють утворення сопочних брекчій і винос їх на поверхню внаслідок тектонічного перетирання, стискання по поверхні розривів. Роль газових вибухів при цьому другорядна. Достатньо наявності тектонічних брекчій в умовах діапірових складок, скидів, насувів тощо і припливу води та газів, щоб виникли явища грязьового вулканізму.

На думку І. М. Губкіна (1934, 1938), діяльність грязьових вулканів може відбуватись за певних тектонічних умов, коли утворюються діапірові структури, в будові яких беруть участь великі маси пластичних газонепроникних порід. Завдяки цьому в склепіннях структур нагромаджуються гази. Тектонічні процеси, що розвиваються, приводять до просякання мас сильно стиснутого газу в пластичні породи. Переміщення цих газових мас в процесі просуваня до денної поверхні викликає порушення рівноваги між стиснутим газом і тиском прикриваючих його гірських порід і завершується бурхливим виверженням, часом з вибухами.

Зрештою, В. В. Бєлоусов і Л. А. Яроцький (1936) припускають, що типові явища грязьового вулканізму пов'язані з тектонікою, конкретно — з процесами утворення антиклінальних діапірових складок. В подальшому тектонічні явища в діяльності грязьового вулкана істотної ролі не відіграють. Його активність підтримується більш спокійними факторами — постійним припливом води та газу. На цій стадії вул-

кан викидає перемиті продукти глиняних брекчій, що утворилися під час формування антиклінальних складок. Діяльність свою вулкан припиняє, коли припиниться постійний приплив води. Початок діяльності грязьових вулканів на Керченському півострові, на думку Белоусова і Яроцького, відноситься до пліоцену, коли завершилось формування складок, що беруть участь в його геологічній структурі.

За час своєї діяльності грязьові вулкани викинули велику масу грязі. Завдяки цьому на глибині, в районі розміщення сопок, утворилися значного розміру порожнечі, в які обвалювались окремі ділянки порід, що залягали вище. Так виникли заглиблення, наче синклiналі в замкових частинах антикліналей, де стоять грязьові вулкани. Ці екзогенні ускладнення структури складок докладно описали К. А. Прокопов (1931) і М. О. Головкінський (1889).

Підсумовуючи наявні думки про причини діяльності грязьових вулканів, приходимо до висновку, що найбільш повно ці причини висвітлив І. М. Губкін. Тектоніка областей грязьового вулканізму, конкретно опускання, є постійно діючим фактором і основною причиною виникнення грязьових вулканів. У механізмі вивержень грязі, в свою чергу, головна роль належить воді і газам, при умові постійного їх припливу.

Діяльність грязьових вулканів на Керченському півострові охоплює значний відтинок часу. Початок її збігається з початком формування складчастої Керченсько-Таманської зони, тобто відноситься ще до міоцену.

Жерла грязьових вулканів перфорують антиклінальні складки і є постійними шляхами відводу глибинних вод, нафти і газів. У цьому полягає їх негативна роль у справі формування газо-нафтових родовищ.

РОЗДІЛ XI

СХІДНІ КАРПАТИ

I. ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА

Карпатські гори становлять окрему ланку у велетенській системі альпійських гірських побудов, яка простягається через материки Європи і Азії, від Атлантичного до Тихого океану. Гірські хребти Карпат облямовують південно-західний край великої Російської, або Східно-Європейської, рівнини. Вони простягаються велетенською дугою понад 1300 *км* довжини; опуклою стороною дуга ця обернута на північний схід, до Російської рівнини. Починаються Карпати на межі з Альпами, біля м. Братіслави на Дунаї. Там від лівого берега Дунаю, нижче гирла Морави, на схід — північний схід відходить невисокий кряж— Малі Карпати і далі продовження їх — Білі Карпати. Ще далі на схід кількість хребтів збільшується і гори займають усю місцевість між верхів'ями Одеру і притоки Дунаю — Грону. На цьому просторі Карпати простягаються у північно-східному, далі східному, напрямку, до долини р. Попраду — лівої притоки Вісли. За Попрадом хребти Карпат міняють напрям на південно-східний.

Частина Карпатських гір, яка лежить між Дунаєм і Попрадом та долиною Дунайця, має назву З а х і д н и х К а р п а т. Окремі хребти в її межах підносяться більш як на 2500 *м* в. р. м. Найвища верховина Західних Карпат — пік Сталіна — має височину 2663 *м*. Від долин Попраду і Дунайця на північному заході до верхів'я рр. Молдави і Золотої Бистриці, правих приток Серету, простяглися С х і д н і К а р п а т и. Вони на протязі майже 270 *км* лежать у межах Української РСР. Східні Карпати не такі високі, як Західні. Переважна більшість гірських хребтів в їх межах не піднімається до 2000 *м* в. р. м. Найвища верховина Східних Карпат — *Говерла* — має височину 2058 *м*. На південь від Східних Карпат до широти м. Брашова простягаються М о л д о в о-С е м и г р а д с ь к і К а р п а т и. Дикі гірські пасма Семиградських Карпат видовжені в південно-східному, близькому до меридіонального, напрямку. Вони підносяться більше як на 2000 *м*. Найвища частина Молдово-Семиградських Карпат — Р о д н а р с ь к і А л ь п и, їх верховина *Пістрозу* має височину 2305 *м* в. р. м.

У південній частині Карпат гірські хребти проходять майже в широтному напрямку. Вони створюють обширний гірський район — П і в д е н н і К а р п а т и, або Т р а н с і л ь в а н с ь к і А л ь п и. В південно-західній їх частині *Банатський хребет* підходить до Дунаю. Вузька долина Дунаю — *Залізні ворота* — відокремлює Карпати від Балкан.

Таким чином, велична Карпатська гірська дуга обома своїми краями підходить до Дунаю, що в північно-західній частині відокремлює їх від Альп, а в південно-східній — від Балкан.

Загальна площа Карпатської гірської країни 185 000 $км^2$. Вона входить до складу Польської, Чехословацької і Румунської народних республік та Української Радянської Соціалістичної Республіки. Радянському Союзу належить більша частина Східних Карпат. Довжина радянських Східних Карпат близько 270 *км*, ширина їх — 100—110 *км*.

У північно-східній, обернутій до Російської рівнини, частині Карпати межують з Подільською височиною. Ця межа виявлена недостатньо, оскільки рівень Подільської височини по долинах карпатських рік далеко заходить в гори, а гори на зовнішньому краї не набагато перевищують цю височину.

Там, де річки виходять з гір, в Карпатах розкриваються широкі ворота. Великі річкові долини з розлогими берегами на північних схилах Карпат розміщені близько одна від одної.

В деяких місцях річки після виходу з Карпат течуть вздовж гір. Їхні широкі кам'янисті долини мають вигляд безкраїх низин, прилеглих до підніжжя гір. У таких місцях Карпати підносяться крутим уступом, що наче берег піднімається вздовж річкових долин. Морфологічні особливості північного схилу Карпат дали підстави до характеристики гірського уступу як берега, а зовнішня зона гір через це дістала назву Берегових Карпат.

Між долинами великих рік зовнішній край Карпат менш виразний. Місцевість там набуває горбастого вигляду. Особливості її становить висока рівнина, над якою підносяться окремі останці, або цілі кряжі, видовжені у напрямку простягання Карпат. Горби завжди мають округлу форму. Зрівнені схили часто вкриті лісами. За цим горбастим ступенем, в глибину гір, висота їх зростає.

Межа Карпат і Подільської височини особливо невиразна там, де значні річки розміщені на віддалі одна від одної, як це маємо на захід від долини Стрию. Різко розчленована поверхня Карпатських гір там повільно переходить у горбастий рельєф вододілів, які становлять частину Подільської височини. Геоморфологічні риси краю міняються лише з наближенням до Дністра, який тече у широкій долині. Погорбовані вододіли правих приток Дністра становлять наче видовжені шлейфи Карпат у Передкарпатті. Вся місцевість між берегом Карпат і долиною Дністра завдяки цьому виділяється як передгір'я.

У південно-східній частині Карпатського передгір'я Дністер відходить від Карпат на Російську рівнину. Там геоморфологічною межею передгір'я стає долина Пруту, а потім Серету.

Важливу особливість північно-східного, зовнішнього, краю Карпат і Передкарпаття становлять значно поширені річкові тераси. У вигляді зрівнених поверхонь, обмежених уступами, тераси далеко простягаються вздовж річок.

Південний край Карпат має складніший вигляд. Структурний край Карпатської гірської країни проходить північно-східніше сучасного її південного схилу. Стародавнє передгір'я простягалось у напрямку сучасних міжгірних долин з північного заходу на південний схід від Великого Березного на Перечин, Сваляву, Хуст, Тячів, Бичків.

З півдня Карпатські гори обмежовують вулканічні побудови молодшого, ніж у власне Карпат, віку. Вулканічний хребет теж має гористий рельєф, але іншого вигляду, ніж Карпати. Вулканічні гори підрівнені до одного ступеня. Серед них переважають округлі підвищення, складені з міцних вулканічних порід. Південні схили Вулканічного хребта Карпат виразніші у порівнянні з його північними схилами. Біля підніжжя його поширені високі тераси і, далі, обширні простори Закарпатської рівнини, яка становить північну частину Середньодунайської низини. В межах Української РСР Закарпатська низина має цілком плоску поверхню, яку тільки злегка знерівнюють широкі долини з невисокими ступенями терас. Серед просторів Закарпатської рівнини подекуди, як це особливо яскраво виявлено в околицях Мукачева, або Берегового, височать останці вулканічних порід, які збереглися від розмиву на віддалі від Вулканічних гір. Радянське Закарпаття, як і Передкарпаття, пов'язане з Карпатами історією свого геологічного розвитку. Воно становить окрему природно-географічну зону в межах Карпатської гірської країни.

Східні Карпати належать до типу середньо-високих гір. Найвищі верховини їх підносяться більш як на 2000 *м* в. р. м.

У розподілі висот у Карпатах простежується така загальна закономірність. Найвищі гірські хребти становлять осьову частину країни. Вони простягаються відповідно до геологічної структури з північного заходу на південний схід. У цьому ж напрямку зростає і абсолютна висота гір. Від осьової частини Карпати знижуються як на північ, так і на південь. Паралельно до осьової частини гір простягаються численні хребти, відокремлені один від одного долинами поздовжніх річок. Поздовжні долини розміщені так само в залежності від геологічної структури. В північно-західній частині поздовжні долини річок ширші, вододільні хребти виступають виразніше. На південному сході радянських Карпат підвищені ділянки гір менш розчленовані, другорядні хребти різкіш окреслені. Відроги поздовжніх хребтів розділяють численні долини поперечних і діагональних річок. Закономірності розміщення висот в межах Карпат виявляються в тому, що північно-західна частина їх до вододілу Стрий—Латориця загалом нижча в порівнянні з південно-східною.

У Берегових (північних) Карпатах від Передкарпаття до вододілу, один за одним, паралельно розміщаються шість виразно виявлених хребтів. Передові кряжі сильно знижені, розчленовані на окремі гребені, відокремлені широкими долинами річок, що течуть з гір. У глиб гірської країни за передовими гребенями наче велетенськими східцями підносяться громаддя хребтів, дедалі вищих і неприступніших. Та загальною особливістю північних кряжів східних Карпат є заокругленість їх гребенів, порівняно велика згладженість схилів. У самих Карпатах розподіл висот зумовлений геологічною структурою. У зовнішній їх частині окремі хребти становлять скиби, вздовж гребенів яких розміщені найвищі верховини. Окремі частини Зовнішніх, або Скибових, Карпат мають власні географічні назви: *Високий Бескид* на північному заході; на його продовженні, східніше долини Опору і Стрию, — *Горгани;* в басейні Пруту—*Покутські Карпати;* на південний схід від Черемошу — *Буковинські Карпати.* Вони складають Горгано-Покутську зовнішню зону (рис. 107). В центральній, синклінальній, частині Східних Карпат підноситься *Вододільний хребет.* Внутрішня система хребтів відповідає внутрішній антиклінальній зоні. З заходу на схід вона об'єднує хребти *Полонинський, Свидовець* і *Чорногори.* На південному сході до них прилягають *Рахівський масив* і *Чивчинські гори. Верхньотисенська западина* і *Полонинсько-Великодільське міжгір'я* відокремлюють Карпати від Вулканічного хребта в Закарпатті. З південного заходу до останнього прилягає Закарпатська низина. Для окремих хребтів характерні свої особливості.

Горгано-Покутські Карпати простягаються неширокою, в 30—35 *км*, смугою у зовнішній, північно-східній частині гірської системи. Починаються вони біля витоків Дністра і продовжуються на південний схід до кордону з Румунією — більш як на 250 *км*. З північного сходу Горгано-Покутські Карпати обриваються уступом до Передкарпаття.

Внутрішній край їх геоморфологічно виявлений менш виразно. Він проходить з північного заходу на південний схід у напрямку Розлуч, Орів, південніше Ворохти, Жаб'є — до меж УРСР. Гори Високий Бескид складаються з системи паралельно розміщених гірських хребтів, які знижуються у південно-східному напрямку, до Горган. У придністровській частині та між Дністром і Стриєм Високий Бескид характеризують округлі гребені вододільних хребтів і куполовидні верховини окремих гір. Зрідка на схилах гір трапляються урвища і бескиди-скелі. Схили, у переважній більшості, вкриті продуктами звітрювання. Найвища верховина в цьому районі — гора Парашка—підноситься на 1270 *м*



Рис. 107. Зовнішні хребти Карпат. Район Биткова.

в. р. м. Далі на південний схід форми рельєфу стають різкішими, крутішають схили. Хребти різко впоперек перерізує р. Опор. Уся місцевість між долинами Опору і Стрию у верхній її течії має яскраво виявлений гірський рельєф. Найбільша в цій частині Карпат р. Стрий. Її верхів'я розміщене в Центральних Карпатах. Високий Бескид Стрий перерізує по діагоналі на північний захід, далі повертає на схід і північний схід перед виходом своїм у Передкарпаття. На всьому цьому протязі Стрий тече у добре виробленій широкій долині.

На межі Бескиду і Горган протікає Опор — права притока Стрию. Повноводна ріка має поперечну долину. Високі гори затискають ріку; круті скелі, урвища часто нависають над водою. Ця частина Карпатських гір відзначається великою мальовничістю пейзажів. Частина Східних Карпат, розміщена на схід від Опору і Стрию, до верхів'я Пруту, носить назву Горган (рис. 108) — від місцевої назви дуже поширених тут осипищ. Система Горган об'єднує декілька паралельних, близько один від одного розміщених, хребтів. У піденно-східній частині Горган проходить головний вододіл Карпат. Висота гір поступово зростає з північного заходу на південний схід. Розміщена недалеко від долини Опору верховина *Магура* має висоту лише 1365 *м* в. р. м.; Горган Лемківський на схід від долини Свічі підіймається вже на височину 1589 *м*. Найвища частина Горган і всієї північно-східної частини Карпат міститься між долинами Бистриць Солотвинської і Надвірнянської. Верховина *Сивуля* в цьому районі підіймається до 1836 *м* в. р. м. На північний схід від долини Бистриці Надвірнянської Горгани знижуються. Найвища гора їх західніше долини Пруту — Хом'як на Баранячій полонині—має лише 1540 *м* висоти. Гребені хребтів здебільшого округлі. Форми поверхні різкішають там, де відслонюються верстви стійких порід. Північні схили Горган вкриті лісами. Особливо мальовничі місця на північних схилах південно-східної частини Горган, у верхів'ях р. Прутця. Однак м'які форми поверхні в цій частині гір зникають там, де серед осадочних відкладів, що беруть участь в їх будові, з'являються верстви стійких порід. Особливо своєрідний вигляд тих місць, де відслонені кременисті вапняки. Рельєф їх різко скелястий.



Рис. 108. Горгани. Басейн р. Пруту в районі Татарова.

Південні схили Горган мають суворий вигляд. В глибоких річкових долинах часто відслонюються верстви сильно порушених гірських порід.

Долини численних річок у Горганах мають переважно вигляд ущелин. Течія річок бистра, часто зустрічаються водопади. Вкриті густими лісами схили долин створюють велику мінливість краєвидів, які відзначаються своєю красою.

По Вододільному хребту Горган проходить важливий шлях з Рахова, Ясині на Делятин — Станіслав, через перевал Ворохту і Татарський перевал. Татарський перевал має вигляд сідловини на дуже звуженому гребені гір. Крутіші схили перевалу північні. Там ближче до нього підходять високі хребти Горган, над якими підноситься коса верховина Хом'як і її продовження — Бараняча полонина. Південні скати Татарського перевалу пологіші. Навколишні гори не такі круті, і на їх схилах збереглися масиви лісів.

Район між долинами Бистриць Надвірнянської і Солотвинської в північних Горганах являє собою низькогір'я. Найвищі місця утворюють гребені скиб, звичайно складені найстійкішими і найстарішими породами. Коли дивитись на цю місцевість з найвищих верховин, то перед очима відкривається безліч гір, горбів і окремих скель, закономірно поєднаних в кряжі, залежно від геологічної структури. Ці кряжі упоперек перерізують долини Бистриць, які сріблястими стрічками звиваються по долинах. Вздовж річок добре виявлені тераси. В районі Делятина і с. Лоєва зовнішній хребет Карпат сильно зрівнений і

згладжений. Карпати в цій місцевості невисоко підіймаються над рівнем найвищої, так званої Лоївської тераси. Ця тераса відповідає рівню Подільської височини, в Передкарпатті сильно розчленованої річками, що течуть з гір.

Гори над рівнем високої Лоївської тераси підносяться невисокими кряжками. Кряжі складаються з окремих верховин, здебільшого округлих або конусовидних. Гори підіймаються над своїм підніжжям — терасовою рівниною — на 250—300 *м*. Один з яскравих прикладів таких гір-останців являє Страгора біля Делятина.

Розміщена на південний схід від долини Пруту частина Карпатської гірської країни має назву *Покутських Карпат*. В основному, вони належать до басейну Черемошу — найголовнішої ріки цієї частини радянських Східних Карпат.

Передкарпаття в Покутті має горбастий рельєф (ували) і геоморфологічно мало відрізняється від зовнішніх хребтів Карпат. Складки в зоні складчастого передгір'я простягаються з північного заходу на південний схід і утворюють своєрідні куліси. Структурно і геоморфологічно тут виділяють п'ять складок. Зовнішній край Карпат над горбастим Передкарпаттям в районі Кути — Косів виступає виразним уступом. В зовнішній частині Покутські Карпати мають округлі гребені. Вверх по течії Черемошу гори підвищуються, їх схили крутішають, долини вужчають. Місцевість набуває рис високої гірської країни.

В місті Косові неогенові відклади утворюють іноді високі урвища вздовж лівого берега річки. В одному з відслонень видно, як верстви пісковика поставлені дуже круто, навіть сторч. У процесі звітрювання стійкіші верстви набули вигляду високих кам'яних стовпів і пірамід, які підіймаються сірим громаддям над гущавиною дерев. Стовпи і піраміди, наче шапками, вкриті стійкішими породами, утворюючи грибоподібні скелі. Такі форми звітрювання часто трапляються понад Черемошем. Повноводна річка тече серед мальовничих берегів, густих лісів, численних сіл. Вгору долина її вужча, вище злиття Білого і Чорного Черемошів набуває вигляду ущелини.

Центральні Карпати займають міжгір'я між Горгано-Покутським гірським хребтом на північному сході і Чорногоро-Полонинськими горами на південному заході. Північна межа їх наведена вище. Південна межа проходить, схематично, через верхів'я Ужу, Стрию, північніше м. Волового, на північно-західну частину хребта Свидовець. Від Волового і далі на північний схід Центральні Карпати занурені під маси Свидівця, насунутого на північний схил. По тектонічному контакту розміщуються долини поздовжніх річок. На продовженні його лежить міжгірна долина в околицях Ясині, де міститься верхів'я Чорної Тиси.

За морфологічними ознаками Центральні Карпати—низькогір'я. Округлі гребені їх підіймаються над широкими долинами. Найвищу частину Центральних Карпат становить Вододільний хребет. Природа цієї частини радянських Східних Карпат не така барвиста, як в інших районах. Типові риси Центральних Карпат найяскравіше виявлені в районі Ворітського перевалу. Перевал являє собою сідловину на вузькому гребені, що поділяє стоки води в систему Латориці на південь і Стрию на північ. Навколишні гори району Ворітського перевалу мають незначну височину — 1000—1200 *м* в. р. м. Їх схили поросли лісом з обширними галявинами. Галявини мають вигляд соковитих лук. Серед рослинності—ялина, дика яблуня, горобина, ліщина, ялівець. Майже до верху схилів гір є посіви.

Межа між Центральними і Полонинськими Карпатами виступає дуже яскраво. На південний схід від Ворітського перевалу вона має вигляд міжгірної долини, де течуть притоки Ріки. В цьому районі особливо цікаві природні явища є в околицях сс. Ізків і Келечина.

На березі р. Студені в с. Ізках міститься одне з найцікавіших у цьому районі відслонень флішу. Верстви його зібрано у круті складки, розірвані по осі. Північно-західні крила складок перекинуті теж на північний захід. На них насунуті південно-східні крила. Село Келечин розміщене в долині Ріпинки, яка тут тече вздовж розлому. Навколишні гори складені сланцями, і тому схили їх мають м'які контури. Район в цілому характеризуютьували, хвилясті підняття і зниження. Тут є рясні джерела чудової мінеральної води типу нарзану.

Тектонічно пов'язана з Центральними Карпатами *Ясинська міжгірна долина,* з усіх боків закрита горами. Поверхня її має вигляд високої горбастої рівнини, в яку врізані річкові долини. В геологічній будові Ясинської улоговини беруть участь відклади крейдового і палеогенового віку, залягання яких дуже яскраво виявлене на південній окраїні улоговини. В межах цієї улоговини Тиса тече майже в широтному напрямку і далі різко повертає на південь. Долина її розміщена в приконтактній зоні, де крейдові відклади перекривають палеоген. Краї Ясинської западини виступають всюди виразно. Над поверхнею горбастої рівнини підіймаються схили високих гір зовнішньої і внутрішньої антиклінальних зон Карпат. В морфології її велику роль відіграють численні зсуви. З півдня і півночі Ясинську улоговину закривають найвищі в Східних Карпатах хребти Свидовець, Чорногори і Горгани.

Найвищу частину радянських Східних Карпат становить система гірських хребтів, розміщених на їх південному сході. Ці хребти простягаються з північного заходу на південний схід від верхів'я Ужу до верхів'я Черемошу.

Чорногоро-Полонинська гірська зона Карпат має дуже складну геологічну будову. В цілому це велетенське антиклінальне склепіння. Схили антиклінорію ускладнені додатковими складками, які часто розірвані і зсунуті переважно на північний схід. Утворені вони з крейдових і палеогенових відкладів. Але в Чорногорах і в ядрах складок на південному крилі антиклінорію поширені давніші відклади.

Складна також і геоморфологія Чорногоро-Полонинської гірської зони. Головні риси її морфології визначають полонини — сплощені, зрівнені верховини, вкриті лучною рослинністю і чагарниками; за походженням це залишки стародавньої поверхні денудації, виробленої в кінці палеогену, до того, як почалося підняття, що утворило сучасні Карпати. Над Полонинською зрівненою поверхнею в Чорногорах збереглися давнішні елементи рельєфу, що мають вигляд найвищих верховин у гірській країні. Подальшу важливу рису рельєфу Чорногоро-Полонинської зони визначає їх поперечне розчленування річками — правими притоками Тиси. Ці річки перерізали найвищі Карпатські хребти і своїми верхів'ями вийшли в межі Центральних Карпат або Горгано-Полонинського міжгір'я, де тепер розміщений головний вододіл Східних Карпат. Перерізання гір річками полегшувалось тим, що Чорногоро-Полонинська гірська зона в багатьох місцях розбита поперечними і діагональними розломами, по яких і розміщені річкові долини. В місцях прориву через гори річки мають вузькі глибокі долини — ущелини. В окремих своїх частинах Чорногоро-Полонинська зона Східних Карпат має свої окремі риси геологічної будови і вигляд. На цій підставі виділяють в межах зони окремі райони з заходу на схід: власне Полонинський хребет, Свидовець і Чорногори.

Полонинські гори утворюють систему підвищень, які починаються біля долини р. Ужу на північному заході і простягаються до долини Тересви на південному сході. Долина Тересви відокремлює Полонинські гори від Свидівця.

В найвищій своїй частині, в межах полонини Боржави, Полонинський хребет підіймається до 1847 *м* в. р. м.

Одна з найцікавіших ділянок Полонинських гір — полонина Рівна. Це гірський вузол в північно-західній частині хребта, який підіймається майже на 1500 *м* в. р. м. Там беруть початок численні річки, що впадають в системи Люти і Тур'ї — приток Ужу. Підніжжя гори вкрите густими лісами, серед яких течуть численні ручаї і найбільший з них — р. Туриця.

В морфології полонини Рівної істотну роль відіграють сліди давнього зледеніння. На рівні сучасної верхньої межі лісу на схилах гори спостерігаються великі нагромадження льодовикових морен. За складом це піщано-глиниста маса з багатьма включеннями грубоуламкового матеріалу і заокруглених скиб пісковика.



Рис. 109. Тектонічна межа хребтів Полонинського і Свидівця (справа). Долина р. Тересви. Крейда насунута на палеогенові відклади.

Найвищі частини полонини Рівної являють собою голі місця, на навітряних схилах майже позбавлені рослинності. Тільки кам'яні розсипища характерні для таких частин верховин. У підвітряних місцях на цій полонині розвинутий густий покрив лучних трав і квітучого зілля, серед якого дуже поширений горицвіт. Також багато на полонині Рівній чагарників, особливо брусниць.

Високу частину в центральній зоні Полонинського хребта являє полонина Боржава. Цей хребет сильно розчленований долинами річок систем Ріпинки та Боржави. На південний схід він повільно виположується. Південний схил Полонинського хребта знижується, в цілому, дуже круто. Другорядні хребти його в своєму розміщенні пов'язані з наявністю антиклінальних складок, які ускладнюють південне крило Чорногоро-Полонинської антиклінальної зони Карпат. Така генетична залежність морфології гір від їх структури особливо наочно виступає в басейні р. Ріки, в межах Полонинсько-Великодільського міжгір'я.

На південний схід від долини Вечі Полонинський хребет підвищується, але тут, як і західніше, в його геологічній будові дуже велике значення мають окремі розломи і цілі зони розломів, особливо численні на північних, обернутих до Центральних Карпат, схилах. До розломів приурочені долини прориву через Полонинський хребет рр. Ріки і Тереблі.

Далі на схід від Тереблі Полонинський хребет підвищується. Окремі верховини його обширними полонинами підносяться більш як на

1700 *м* в. р. м. Теребля, Тернава і їх численні притоки мають глибокі, обмежені крутими схилами, долини. Глухі ліси доповнюють гірський краєвид.

Своєрідних рис південні схили Полонинського хребта набувають на схід від долини Ріки. Тут проходить структурна межа Чорногоро-Полонинської антиклінальної зони і Верхньотисенської горбастої височини — східної частини Полонинсько-Великодільської міжгірної зони. На всьому протязі між Рікою і Тересвою межа ця морфологічно різко виявлена. Маси Полонинських гір насунуті на міжгір'я. Вздовж внутрішнього, північно-східного, краю останнього поверхня сильно розчленована, має різкий гірський рельєф. Ці риси з ще більшою чіткістю виявлені далі, в районі хребта Свидовець.

Центральну частину Чорногоро-Полонинської антиклінальної зони займає хребет *Свидовець*. Він простягається між долиною Тересви на заході і Тиси на сході. Дикий і суворий на вигляд Свидовець. Його окремі верховини підіймаються більш як на 1880 *м* в. р. м.

Складна і ще мало досліджена його геологічна будова. Крейдові і палеогенові відклади, що беруть участь у геологічній будові Свидівця, зім'яті в складки, здебільшого стиснуті і насунуті у північно-східному напрямку на молодші відклади. Такі риси тектоніки хребта можна спостерігати в околицях с. Свидівця. Тут крейдові верстви утворюють складку, замкова частина якої розмита. Крейда по досить крутій площині розлому насунута на палеогенові відклади і зсунута в бік Ясинської міжгірної долини (рис. 109).

Великі тектонічні порушення можна спостерігати також по долині р. Брустурянки, що тече в західній частині Свидівця. Ця річка впадає в Тереблю десь на 2 *км* вище гірського курорту Усть-Чорна. Гірські краєвиди в цьому районі суворо красиві. Затиснуті в долинах-ущелинах, ріки мають численні водопади та пороги. Верстви міцних пісковиків місцями утворюють стрімкі скелі, які стінами підіймаються над дрімучими лісами. Південні схили Свидівця в його східній частині, зокрема у верхів'ї р. Шопурки, набувають м'якших рис. Серед бокових хребтів починають переважати округлі гребені, розширюються долини, місцевість набуває характеру низькогір'я. Окремим островом у цій частині Чорногоро-Полонинської гірської зони підіймається гора Кобила. Схили її поросли буковим лісом. Де-не-де над верхів'ями дерев піднімаються скелі. В північній частині верховини поширені полонини.

В південно-східному напрямку, до долини Тиси, південне крило Полонинської антиклінальної зони зливається з північно-західним продовженням Чивчинсько-Рахівської структурної зони, з відрогами Рахівського кристалічного масиву. На схилах долин, як це можна спостерігати в районі Косівської Поляни, з'являються відслонення кристалічних сланців. Краєвиди тут набувають інших ознак.

Структурним продовженням Свидівця на сході є *Чорногори*. Їх розділяє лише долина Тиси. Чорногори — найвища частина Східних Карпат. Це обширний гірський масив між долинами рр. Тиси і Черемошу. Геологічна будова Чорногор складна. В їх межах поширені тріасові і юрські відклади, що беруть участь у будові осьових частин складок. Особливо велике місце в будові Чорногор займають крейдові відклади.

Складна і цікава геоморфологія Чорногор. Найвища частина їх має вигляд плоскогір'я, видовженого з північного заходу на південний схід. Це поверхня полонин. Над нею підносяться велетенські гори — останці давнішого рельєфу. Ці гори і є найвищими верховинами в межах радянських Східних Карпат. У північно-західній частині Чорногор на 2020 *м* в. р. м. підноситься Петрос. В південно-східній частині хребта гора *Піп Іван* має височину 2022 *м*. Найбільш піднята середня частина Чорногор. Там стоїть найвища гора Східних Карпат — *Говер-*

ла — 2058 *м* в. р. м. (рис. 110). До окраїн поверхня чорногорських полонин повільно знижується. В нижній частині їх облямовують морени давнього зледеніння.

Відповідно до схилення поверхні в різні сторони, з Чорногор стікають ріки. Хребет має радіальне розчленування. З північно-західних, західних і південних схилів воду з Чорногор збирають притоки Чорної і Білої Тис. На північ і північний схід з них течуть води в Прут, на сході і південному сході розміщені витоки Білого і Чорного Черемошів.



Рис. 110. Хребет Чорногори. Вершина г. Говерли.

Чорногори — мало заселена частина Карпатських гір. В їх межах ще багато кутків незайманої природи, виділених у державні заповідники.

Крайня південно-східна частина радянських Карпат, розміщена на південь від долини Білої Тиси, між верхів'ям Чорного Черемошу і державним кордоном, має іншу будову порівняно з описаними складчастими Карпатами. Вона входить до окремої Мармароської, або Північно-Рахівської структурної зони гір. Прилегла до долини Тиси частина зони має назву Рахівського масиву, а в верхів'ї Чорного Черемошу розміщені Чивчинські гори.

Рахівський кристалічний масив має складну геологічну будову. Характерну рису його становлять палеозойські відклади, які, крім Чивчино-Рахівської зони і розміщених на північний захід від неї екзотичних скель, ще не виявлені у відслоненнях в межах радянських Карпат. Сам Рахівський кристалічний масив має простягання, як і вся гірська система, з північного заходу на південний схід. Крайні відслонення палеозойських відкладів поширюються в північно-західному напрямку аж на правий берег р. Шопурки. На продовженні Рахівського масиву тріасові і юрські відклади виявлені у вигляді екзотичних скель, поширених на північний захід до долини р. Ужу.

У зв'язку з іншою його будовою Рахівський масив має і інші особливості рельєфу в порівнянні з прилеглими районами Карпат. За загальними особливостями поверхні це плоскогір'я сильно розчленоване радіальною системою долин приток Тиси. Найвищі верховини в його межах піднімаються понад 1900 *м* в. р. м. Зокрема, одна з них — *Піп Іван Рахівський* — має висоту 1940 *м*.

У поверхню Рахівського масиву врізані дуже глибокі річкові долини. Переважна більшість їх має вигляд ущелин. Схили долин в Рахівському масиві завжди круті, часто скелясті. Повсюдно в цьому районі ростуть густі ліси. Річки мають швидку течію. По всьому району трапляються великі водопади.

На південь від м. Рахова морфологічні риси кристалічного масиву виявлені дуже яскраво. На північ від нього вигляд схилів різко міняється. Там, де поширені крейдові і палеогенові відклади, гори мають округлі гребені і більш положисті схили.

Чорногоро-Полонинська антиклінальна зона на південний захід спускається дуже круто. Південно-західне крило антиклінорію ускладнене додатковими складками і сколене розломами. В неогеновому періоді по тріщинах цих разломів вивергалися вулканічні маси. Таким чином, між Полонинським хребтом, Чивчино-Рахівським масивом і Вулканічними Карпатами виникло понижене міжгір'я.

Полонино-Великодільське міжгір'я простягається з північного заходу на південний схід від Великого Березного на Ужі до Великого Бичкова на Тисі.

В північно-західній частині, вище гирла р. Аюти, міжгір'я розширене і зовні нагадує притисенську його частину. Морфологічно це горбаста, підвищена рівнина, поверхня якої відповідає покутському рівню Східних Карпат. На цьому відрізку міжгір'я видовжене в меридіональному напрямку. Від Перечина воно простягається з північного заходу на південний схід, на Сваляву і далі на Довге і Горіхове в долині Ріки. На цьому протязі міжгір'я то розширюється, то звужується. Вздовж нього течуть ріки, які належать до різних систем. У північно-західній частині це притока Ужу— Тур'я, далі Пініє і Дусина — притоки Латориці, на значному протязі — Боржава і далі — притоки Ріки. На схід від долини Ріки Полонино-Великодільське міжгір'я відоме під назвою *Верхньотисенської западини* і має іншу структуру та рельєф.

Від Перечина до долини Ріки — Хуста міжгір'я характеризується складною геологічною будовою. Північно-східна частина його являє собою крило Чорногоро-Полонинського антиклінорію.

Структурні взаємовідношення Полонино-Великодільського міжгір'я і південних схилів Свидівця яскраво виступають по долині р. Тересви. Тут видно, як неогенові відклади зім'яті в складки, а ближче до контакту розломані. Площини розломів круто падають у бік флішових Карпат. Маси останніх по цих площинах розломів насунуті на Верхньотисенську западину. Структурні особливості цього району яскраво позначилися на рельєфі правобережжя Тересви; видно, що флішові Карпати набагато перевищують взагалі тут дуже підняту поверхню міжгір'я. Край Карпат, у цьому районі сильно розчленований, піднімається високим уступом. Яскраво виявлений тектонічний контакт двох структурних зон Карпат — антиклінорію і міжгір'я — в цьому районі ще підкреслено тим, що до площин розломів приурочені долини правих приток Тересви.

Поверхня *Верхньотисенської западини* вздовж північного краю її складна і сильно пересічена. Різко виявлений горбастий рельєф її характеризують гостроверхінні гори, здебільшого порослі лісом. У цілому складчаста структура району позначається на поверхні дуже яскраво. Антиклінальні склепіння складок виступають як підняття. Морфологія схилів піднять ускладнена процесами розмиву та складом порід, що беруть участь у геологічній будові місцевості. Такі риси поверхня зберігає на більшості вододілів. Ближче до долин річок переважають ерозійні форми поверхні. Там тектонічні структури повністю зрівнені.

Загальну особливість поверхні Верхньотисенської горбастої височини становить те, що підняття в ній зведені до одного рівня, який відповідає Покутській поверхні вирівнювання. Там, де ця поверхня прилягає до більш давніх геологічних побудов, вона має вигляд високої тераси. Зокрема, цю особливість її можна спостерігати на великих просторах на межі Верхньотисенської западини і Вулканічних Карпат.

Верхньотисенська горбаста височина сильно розчленована. Через неї протікає велика кількість правих приток Тиси. Річки ці течуть у широких долинах. Як то характерно для річок рівнин, вони розбиваються на окремі протоки, утворюють численні острови; лише галечникові русла свідчать про їх гірську природу. Всі річки цього району мають добре виявлені тераси декількох рівнів. Уступи терас, їх зрівнені поверхні становлять істотну рису краєвидів. Велику роль у морфології Полонино-Великодільського міжгір'я відіграють також численні і різноманітні форми розмиву.

Схили горбів ускладнюють різні форми денудації. Серед них велика роль належить моноклінальним гребеням-куестам і зсувам.

Обширну територію, обмежену на заході долиною Ріки, на сході, по меридіану Вел. Бичкова, долиною Апшиці, на півночі схилами Полонинського хребта і Свидівця, а на півдні долиною Тиси, часто описують як Верхньотисенську западину. За характером геоморфології це горбаста височина.

Особливе значення для геологічної структури і геоморфології Верхньотисенської горбастої височини має солевмісна товща, що залягає в її надрах. Соляна тектоніка утворює ряд структур, частина яких виявлена у рельєфі і має вигляд горбів. З соляними структурами пов'язані складні форми соляного карсту.

В у л к а н і ч н і К а р п а т и становлять останній південно-західний хребет, розміщений на межі гірської системи Східних Карпат і Закарпатської низини. Назва цього хребта умовна. Вона основана на тому, що ця частина гір, на відміну від інших хребтів, складена не з осадочних порід, а з продуктів вулканічних вивержень. Умовна і друга назва Вулканічних Карпат — В и г о р л а т-Г у т и н с ь к и й х р е б е т, яка пішла від гірських масивів Вигорлат та Гутин, розміщених на крайніх північно-західній і південно-східній його частинах за межами Української РСР.

Центральна частина Вулканічного хребта має назву гір *Великий Діл*. Через це усю систему радянських Вулканічних Карпат ми розглядаємо, як Великодільську систему вулканічних споруджень. В межі Радянського Союзу входить частина Великодільської системи, яка простягається від правобережжя Ужу на північному заході до лівобережжя Тиси на південному сході. На межі державного кордону Української РСР, на правому березі Ужу, Вулканічний хребет починається від південно-східного підняття, що входить у систему вулканічного масиву Вигорлат. Долина Ужу розміщена у міжгір'ї, яке відмежовує Вигорлат від вулканічної групи *Синяк*. Остання розміщена майже в широтному напрямку між долинами Ужу і Латориці. Ця система об'єднує три структурні і орографічні вулканічні спорудження, відокремлені одне від одного пониженням, яке відповідає рівню неогенового підніжжя Закарпаття. В найвищих місцях вулканічні спорудження Синяка підіймаються понад 900 *м* в. р. м. Найбільший вузол Вулканічних Карпат становить система гір Великий Діл. Вона об'єднує також три центри стародавніх вивержень, близько розміщені один від одного. Верховини їх підносяться на висоту понад 1000 *м* в. р. м. На схід від Великого Долу, в околицях Хуста, Вулканічний хребет міняє свій південно-східний напрямок майже на меридіональний, який він зберігає до долини Тиси. На цьому відрізку хребет має лише один вулканічний центр.

За Тисою вулканічні гори знову простягаються з північного заходу на південний схід. Тут хребет об'єднує ряд гірських вулканічних побудов системи Гутин. Висота його місцями перевищує 1000 *м* в. р. м.

На схилах Синяка, Великого Долу та інших хребтів Вулканічних Карпат повсюдно розвинута поверхня вирівнювання, над рівнем якої підносяться окремі округлі гори. Місцями Вулканічні Карпати, через наявність цього рівня денудації, мають цілком згладжену поверхню.

Крім Вулканічного хребта, вулканічні побудови поширені і поза його межами. За теперішніх умов вони мають вигляд останців — гір, розміщених у північно-східній, прилеглій до Карпат, частині Середньодунайської низини. Такі вулканічні гори-останці поширені в околицях Мукачева і Тячева. Мукачівські останці мають терасовані схили. Вулканічні побудови в околицях Тячева округлі на вигляд і високо підіймаються над навколишніми рівнинами. Вулканічний Тячівський район має складну, мало вивчену, будову. В минулому це був окремий центр вулканічних вивержень, що діяв на перших фазах вулканічного етапу розвитку гір.

Вулканічні Карпати своїм виглядом істотно різняться від інших гірських хребтів цієї країни. Різниця зумовлена їх різною будовою. В цілому Вулканічні Карпати мають більш суворий вигляд. В їх межах різкіші форми поверхні, частіші скелясті схили. Ліси, особливо на північних схилах, густі, вологі. З-під скель вибиваються рясні джерела. Такі риси мають усі райони цієї гірської зони. Різниця полягає також у характері зовнішнього, південно-західного, підніжжя Вулканічних гір, що залежить від поширення неогенових відкладів. Типовими з цього погляду є район Синяка та Виноградівська горбаста височина. Біля підніжжя Вулканічних гір розміщена горбаста височина, яка наче прислонена до них. У будові горбастої рівнини беруть участь неогенові і четвертинні відклади. Останні поширені в межах річкових долин. Вододільні простори в цьому районі повільно знижуються в напрямку до Закарпатської низини. В цьому ж напрямку вони звужуються, і поряд з цим поширюються тераси, яких тут виявлено кілька рівнів. Уступ горбастої рівнини до Закарпатської низини закритий шлейфами і виявлений слабо.

Останню геологоструктурну і геоморфологічну зону Карпатського краю становить З а к а р п а т с ь к а н и з и н а. Це обширна місцевість, розміщена на південний захід від підніжжя Вулканічного хребта. Вона становить частину великої Середньодунайської низини, розміщеної в основному поза межами Радянського Союзу.

Середньодунайська низина і її частина — Закарпаття є районом великої внутрішньої, або міжгірної, западини в системі гір Карпат і Балкан. Внутрішня западина утворювалася тоді ж, коли й навколишні гори. Коли гори підіймалися, западина зазнавала опускань. Фундамент її, складений з кристалічних порід, очевидно палеозойського віку, опущений на глибину в декілька кілометрів. Западина виповнена осадочними відкладами різного віку, серед яких дуже розвинені неогенові і четвертинні породи.

Від Карпат Закарпатську западину відокремлює система розломів, включаючи й ті, з якими в минулому пов'язувались вулканічні виверження. Пізніші розломи поширилися на південніші частини Закарпаття. Там вони поховані під осадочними відкладами. В перехідній зоні залягання осадочних відкладів порушене. Велике поширення, очевидно, мають флексури.

За морфологічними ознаками Закарпаття — цілковита рівнина. За особливостями відкладів, що беруть участь у будові поверхневих горизонтів, це рівнина терасова. Річки в межах Закарпатської низини мають

неглибокі долини. Під час поводі вони виходять з берегів і затоплюють прилеглі простори. Значна кількість струмків і річок має природні дамби. У багатьох річок русла штучно обваловані для запобігання їх розливу.

Природний вигляд Закарпатської низини визначають безкраї соціалістичні лани і густо розміщені села. Лани Закарпаття мало в чому відрізняються від колгоспного Лісостепу щодо набору культур. Пшениця й соняшник, кукурудза, картопля тощо займають великі площі. Є великі масиви садів та виноградників.

В радянське сільське господарство Закарпаття вводяться нові культури. Серед них значну площу займають чай і цитрусові рослини.

Загальний розподіл нерівностей у Карпатах закономірний. Найвищі частини їх збігаються з гірськими гребенями і видовжені по простяганню гірської країни. Гребені від гребенів і поздовжні хребти один від одного відокремлені поздовжніми ж долинами. Велика кількість долин поперечних річок поділяє поздовжні хребти на окремі частини. Від них на південь і північ відходять бічні хребти, що є вододілами поперечних річок. Для Карпат характерне решітчасте розчленування.

Іншу загальну особливість орографії Східних Карпат становить те, що у північно-західній частині гір хребти значно віддалені один від одного, загальна висота їх менша, далі ж на південний схід вони зближуються, висота їх збільшується, пересіченість зростає, гострішають гребені і схили — Карпати набувають більш суворого вигляду, характерного для великих гірських споруд.

Ці головні риси рельєфу гір визначаються особливостями геологічної структури, складом та віком гірських порід, що беруть участь в їх будові.

Подальшу особливість розподілу висот у Карпатах становить своєрідна ступінчастість, або ярусність, їх рельєфу.

Про денудаційні рівні в Карпатах вперше писав Е. Мартон. В межах південних схилів Карпат і масиву Банат виділяються рівні: I — *Бореско* — 2000 *м*, над дном долин — 1000—1300 *м*; він зрізує крейдові і палеогенові відклади; II — *Ріусес* — 500—700 *м*, вкритий сарматськими відкладами; III — *«Горновиця»* — 300 *м* над дном сучасних долин, складений галечниками пліоцену; IV — *Кондешти* — 150—180 *м*, теж галечниковий, синхронний левантину.

В Східних Карпатах виявлено теж чотири рівні денудаційних поверхонь: I — *Полонинський*, верхньоолігоценовий, — 1700—2000 *м*; II — *Вододільний*, нижньоміоценовий, — 900—1200 *м*; III — *Покутський*, сарматський, — 600 *м*; IV — *Подільський*, понтичний, — 375—400 *м* в. р. м.

Порівняння денудаційних поверхонь в Карпатах дає таку картину.

у масиві Банат		*у Роднарських Альпах*	
I рівень—Бореско	2000 *м*	I	2000 *м*
II » —Ріусес	1400—1600 *м*	II	1400—1500 *м*
III » —«Горновиця»	100—300 »	III	1200 *м*
IV » —Кондешти	150—180 »		

у Східних Карпатах

I—Полонинський	1700—2000 *м*
II—Центрально-Карпатський, або Вододільний	900—1200 *м*
III—Покутський	600 *м*
IV—Подільський	375—400 *м*

Найвищий рівень поверхні Східних Карпат — Полонинський. Він становить верховинну зрівнену поверхню, у більшості слабо горбасту. Цей рівень особливо поширений в Горганах, Полонинських горах та в східній частині Вододільного хребта. Полонинська згладжена поверхня

в Карпатах розміщається на різній висоті над рівнем моря. Це є наслідок того, що окремі частини гір підіймалися на різну висоту. Полонинська поверхня сильно розчленована долинами річок. Значні площі її збереглися ще в межах Полонинського хребта, Свидівця, Чорногор і в Рахівському масиві. Нижчі яруси, або рівні рельєфу, в Карпатах виявлені вже не на верховинах найвищих хребтів, а на їх схилах. Простежуються вони також на висоті гребенів поздовжніх хребтів і їх відрогів, зведених до одного рівня.

В Центральних Карпатах поверхня вирівнювання дуже яскраво виявлена на висоті 900—1200 *м* в. р. м.

Ще нижчий ступінь становить поверхня вирівнювання на висоті близько 600 *м* в. р. м. Вона яскраво виявлена на значних просторах окраїнних частин Карпат. Зокрема, цей рівень спостерігаємо в межах стрийсько-дністровського Високого Бескиду, в Покутських Карпатах, в Полонино-Великодільському міжгір'ї, на схилах Вулканічних Карпат і, особливо, на схилах Полонинського хребта. За особливостями його поширення ми звемо цей рівень Покутським. На схилах більш високих хребтів над Покутською поверхнею вирівнювання завжди яскраво виявлений уступ.

Найнижчий ступінь рельєфу Карпат — це Подільський. Рівень його названо так тому, що він зливається з поверхнею Подільського плато, з яким генетично зв'язаний. В утворенні цього ступеня поза Карпатами беруть участь морські відклади сарматського віку. Вздовж великих річок Подільський рівень далеко заходить у гори і відіграє дуже велику роль в їх геоморфології.

Ще одну загальну рису геоморфології Карпат становлять численні тераси в долинах. У переважній більшості тераси карпатських рік складені з галечників.

Кількість терас у карпатських річок різна і висота розміщення їх над рівнем води в окремих річках теж змінна. Це зумовлене багатьма причинами, серед яких найважливіші: підняття самих гір, склад порід, що їх розмивала річка, змінність сили розмиву та ін.

Різні дослідники відзначали в долинах окремих річок Карпат різну кількість терас. У Передкарпатті Тейсейр визначав тераси на рівнях: I — 10—20 *м*, II — 35—50, III — 70—100, IV — 110—120, V — 140—180 *м*. Остання тераса — *Лоївська* — найвища. Вона відповідає Подільському рівню. Алфер'єв вважав, що в Карпатах виявлені дев'ять рівнів терас. Вони утворюють ступені над сучасними руслами річок на таких середніх висотах: I — 0,5—0,7 *м*, II — 1,5—2, III — 5—6, IV — 15—20, V — 30—40, VI — 50—60, VII — 80—100, VIII — 150—200, IX — 250—300 *м*. Остання тераса становить неначе рівень полонин.

За нашими спостереженнями, в річкових долинах Карпат нижче Подільського рівня виявлено шість терас. Вони розташовані над середнім рівнем води в річках: I — 0,5 *м*, II — 2, III — 4—6, IV — 10—12—20, V — 50—60, VI — 80—100 *м*. Кількість терас в долинах окремих річок і в окремих районах гір збільшується або зменшується. З терас найбільш поширені перша і друга заплавні. Перша з них всюди галечникова, а друга складена з дрібнішого матеріалу і поросла кущами шелюги. З інших терас особливо розвинуті четверта і шоста.

Східні Карпати мають густу річкову сітку. Абсолютно переважна більшість річок належить до басейну Чорного моря. Лише в північно-західній частині гір невелика кількість незначних потоків належить до системи р. Сану — притоки Вісли, по яких стік спрямований у Балтійське море. По вододілу Чорного і Балтійського морів у північно-західній частині Карпат на деякому протязі проходить державний кордон Української РСР.

Розміщення річок в Карпатах закономірне. Воно зумовлене істо-

рією геологічного розвитку Карпат і залежить від складу гірських порід, представлених в їх межах. Карпатські річки, в свою чергу, є активним фактором зміни рельєфу гір і перерозподілу висот у гірських хребтах та в міжгірних долинах.

Головний вододіл Карпат проходить по гребеню Вододільного хребта. Він простягається з північного заходу на південний схід відповідно до простягання гірської системи. Теперішнє розміщення головного вододілу Карпат є наслідком тривалого геологоісторичного розвитку. В геологічному минулому головний вододіл Карпат проходив по Полонинському хребту. Пізніше він змістився на північ, через те що верхів'я приток Тиси перерізали Полонинські гори, перехопили частину річок, що текли на північ, і пересунули вододіл до його теперішнього положення.

На північ і на південь від головного вододілу впоперек гірських кряжів течуть головні річки Карпат. Притоки цих рік мають долини, видовжені паралельно до гірських хребтів. Таким чином, річкова сітка Карпат має *прямокутний*, або ортогональний, вигляд.

Річки північних схилів Карпат належать до *системи Дністра* і *Дунаю*, зокрема до великих приток останнього — *Пруту* й *Серету*. Річки південних схилів Карпат теж несуть свої води в Дунай через систему його найбільшої притоки — *Тиси*. Річки кожної великої річкової системи в Карпатах мають свої особливості. Поряд з цим їм властиві і спільні риси.

Верхів'я всіх карпатських річок розміщені високо в горах. Біля підніжжя гір з глибин землі витікають численні й рясні джерела, якими живляться річки. Вони розливаються двічі на рік: весною, коли тане сніг, і літом, коли розтає сніг на верховинах. Дещо піднімається рівень карпатських рік восени, коли в горах випадають рясні дощі.

Великих озер у Східних Карпатах нема. Невеликі озера відомі в Горганах, Чорногорах тощо. Походження улоговин, які виповнюють озера, різне. Значне поширення мають завальні озера-стави. Вони утворились там, де гірські завали засипали глибокі долини, утворили наче греблі. Одне з таких озер розміщене серед густих лісів на південному схилі Горган, в околицях Синевирської Поляни в басейні р. Тереблі. Є ще в Карпатах озера, які виникли внаслідок діяльності льодовиків, що вкривали колись верховини гір. Ці озера зустрічаються в найвищих частинах Карпат. Вони відзначаються прозорою голубою водою. Іскристі в сонячному промінні льодовикові озера є одною з найкращих рис гірських краєвидів. Де-не-де в Карпатах зустрічаються карстові озера. Вони відомі в Передкарпатті і Закарпатті, в районах залягання соленосних відкладів.

Особливо поширені в Карпатах дрібні озера, розміщені в заплавах річок. Великого геоморфологічного значення вони не мають.

У живленні річок Карпат велика роль належить джерелам. Вони виносять з надр землі багато води, переважно прісної. Проте часто зустрічаються мінералізовані джерела.

Дуже цікаві серед карпатських джерел вуглекислі, багаті на гази. В криничках, у струменях, утворених джерельною водою, виділяється багато вуглекислого газу. Пухирці його при виході з води лопають із дзвінким шелестом, мов воркування. Тому такі джерела й набули місцевої назви «воркути». Одне з таких джерел міститься на лівому березі Ріки в околицях с. Соймів. При виході на поверхню вода відкладає розчинене в ній вуглекисле вапно, яке вона виносить з глибини землі. З цього вапна — травертину — складені обширні конуси, що у вигляді тераси піднімаються над руслом Ріки.

Розміщення мінеральних джерел в Карпатах закономірне. Виділяються дві області виходів тут мінеральних вод: північна, яка лежить у межах Передкарпаття, і південна—у міжгір'ї Чорногоро-Полонинських гір і Вулканічних Карпат. У північній області мінеральні джерела живляться водами із солевмісних верств і виходи їх трапляються там, де є порушення (переважно розломи) залягання верств, і в пониженнях рельєфу. Цього типу джерела розміщені безпосередньо біля зовнішнього схилу Карпат — у Трускавці, Моршині і Чернівцях, і на деякому віддаленні від нього — у Немирові або Любені Великому.

Багато мінеральних джерел відомо вздовж південних схилів Чорногоро-Полонинських гір, а також на схилах Вулканічного хребта. У Закарпатті виділяються кілька типів мінеральних вод. Серед них велике значення мають гідрокарбонатно-кальцієві води типу нарзанів, содові, вуглекислі мінеральні води типу боржомі, та сірководневі джерела. Мінералізація вод Карпат і Закарпаття пов'язується з вулканічною діяльністю їх у геологічному минулому.

Природну р о с л и н н і с т ь Карпат характеризують ліси. В складі лісів виразно виступає вертикальна зональність. Нижній пояс листяних лісів піднімається до висоти 500—600 *м* в. р. м. На висоті 600—1300 *м* ростуть гірські листяні ліси, на рівні 1300—1600—1700 *м* поширені *хвойні* ліси. Над лісами в Карпатах розташований субальпійський пояс полонин, а на найвищих верховинах — альпійська лучна рослинність.

Нижній пояс листяної рослинності характеризує велика різноманітність деревних порід. Могутні дуби, ясені, клени й липи, явори й берести, граби й берези разом з ялинами, з окремими групами сосен, модрин і смерек дають яскраве поєднання барв, особливо складне і мальовниче восени, коли жовтіє ліс. Дуже різноманітний підлісок у лісах північних хребтів Карпат становлять кущі ліщини, глоду, непролазні чагарники терну, шипшини, калини, особливо поширені в місцях тінистих узлісь. На сонячних схилах росте дика черешня. Обширні простори листяні ліси займають також на південних схилах Карпат. Тут серед них переважають дубові гаї, з незначною домішкою інших порід. Діброви Закарпаття нагадують ліси Передкарпаття. Частіш вони там тільки розріджені і порубані. На гребенях гір на вітряних місцях ростуть лише поодинокі дерева; позбавлені захисту, вони пригнічені, мають потворний вигляд.

Вгору по схилах склад деревних порід повільно змінюється. Чим вище, тим менше стає кленів, лип; зникають берези, рідшає дуб. З підняттям угору все більше з'являється дерев *бука.* Букові ліси в Карпатах особливо поширені. Зустрічаються вони на висоті 600—1300—1500 *м* в. р. м. Одноманітний склад їх лише де-не-де порушують домішки дуба, диких яблунь, кленів. У більш високих частинах гір постійну домішку до букових лісів становлять хвойні дерева — спочатку модрина, а вище ялина.

Вищий пояс рослинності понад буковими утворюють *хвойні ліси.* Склад карпатських хвойних лісів досить одноманітний. Основну масу їх становить ялина, а постійну домішку — модрина, смерека.

Хвойні ліси визначають основні риси верхнього пояса рослинності в Карпатах. Ростуть вони повсюдно, навіть у найнеприступніших місцях — на високих скелях, над гірськими потоками. На сухіших схилах і на вищих частинах гір в складі хвойних лісів починає переважати сосна.

Особливо поширені соснові ліси в Карпатах там, де в будові гір беруть участь пісковики. Найнаочніший приклад цього можна спостерігати в районі поширення ямненських пісковиків у басейні Пруту. Ямненські пісковики складають високий кряж. Внизу цей пісковик підстелюють іноцерамові верстви. Межа між ними різка. Там, де відслонені іноцерамові верстви, на них росте ялиновий ліс, а на пісковиках поширена сосна.

Соснові ліси світліші за ялинові. Як підлісок серед них ростуть різні чагарники. Особливо поширені зарості чорниць та брусниць. На сонячних галявинах багато вересу.

На високих верховинах, де проходить верхня межа лісової рослинності і починається субальпійська зона, ліси не утворюють суцільних заростей. *Субальпійську зону* Карпат характеризує чергування обширних гірських лук— *полонин* — з чагарниками. В складі чагарників на полонинах переважають низькоросла сосна і ялівець. Місцями ці рослини стелються по землі, як то часто буває у тундрових місцевостях. Особливості рослинності субальпійського пояса Карпат характеризують повсюдні зарості дрібних вічнозелених кущів — чорниць, брусниць, буяхів (голубики). Чорниці й брусниці часто зустрічаються і в нижчих поясах. Вони здебільшого поселяються там, де росте сосна. Серед чагарників на верховинах трапляються кущі іви, а в південно-східній частині Карпат — азалії або рододендрона миртолистого.

Полонини завжди багаті на лучну трависту рослинність. Густа й висока трава, численні види зілля наче квітучим килимом вкривають полонини. На загальному барвистому фоні їх особливо яскраво виступають квіти горицвіту.

Альпійський пояс Карпат виявлений на найвищих верховинах Горган, Полонинського хребта, Свидівця і Чорногор. Ці частини гір в минулому були вкриті льодовиком. Рослинність альпійського пояса становить релікти рослинності льодовикового часу, вцілілі серед сучасної флори Карпат. Краєвид зони полонин складається з чергування *голих скель,* розсипищ уламкового матеріалу — продуктів звітрювання гірських порід в умовах різких коливань температури, льодовикових наносів, і *вкритих густою лучною рослинністю ділянок.*

Найвищі полонини мають вигляд плоскогір'я, яке плавно спускається до схилів. На зламі поверхні полонин і гірських схилів починаються численні річки. Згори видно, як сріблясті потоки звиваються серед темних масивів лісів і розтікаються далі по широких долинах.

2. ДО ІСТОРІЇ ВИВЧЕННЯ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ СХІДНИХ КАРПАТ

Мальовничі й величаві гірські побудови Карпат здавна привертали до себе увагу дослідників. Спроби з'ясувати складну геологічну будову їхню здійснювались протягом багатьох десятиліть. Однак у цих дослідженнях не було певної цілеспрямованості. Східні Карпати довго перебували в складі різних капіталістичних держав — Австрії, Угорщини, Румунії, Чехословаччини і Польщі. В умовах капіталістичного ладу, частої зміни капіталістичних господарів Східні Карпати лишались країною порівняно дуже мало вивченою. Лише після возз'єднання українського народу в єдиній радянській українській державі — невід'ємній частині Союзу Радянських Соціалістичних Республік, коли Східні Карпати стали навіки часткою радянської землі, настав період планомірного, всебічного і глибокого вивчення їх геологічної будови.

У подальшому дано лише загальний огляд історії геологічного дослідження Карпат у дорадянський період, з тим щоб визначити рівень знання їх геологічної будови на той час та підкреслити прогресивне значення і поступ вперед знання геології Карпат за радянського періоду.

Перші літературні відомості про Карпати стосуються умов залягання корисних копалин в їх надрах. Однією з перших робіт у цьому напрямку була монографія Криштофа Клука, опублікована в 1781 р., в якій описані «земляне сало», смола, янтар тощо, наявність яких відзначена в районі Кросна, Рунгури і Ропьонки. В 1797 р. Б. Хокет писав, що соленосні відклади в Передкарпатті простягаються смугою вздовж північних схилів гір, від м. Велички до Буковини.

Значний крок вперед у вивченні геологічної будови краю мали праці Ст. Сташиця, який в 1806 р. склав геологічну карту Карпат і прилеглих районів, де показав родовища нафти і інших корисних копалин. Про нафту ж писали в 1819 р. Ю. Геккер, в 1875 р. Е. Віндакевич, в 1881 р. Л. С. Сірочинський.

Під кінець XIX ст. почалося висвітлення стратиграфії Східних Карпат. В 1891 р. Е. Дуніковський і Й. Семірадський у великій роботі «Геологічний нарис Польського королівства, Галичини і прилеглих країв» відзначають поширення в Карпатах крейдових та іноцерамових відкладів, менілітових сланців і «кливських» пісковиків, а також соленосних відкладів у Передкарпатті.

Про стратиграфію і тектоніку Східних Карпат в 1877—1879 рр. писали віденські геологи Пауль і Тіце. Вони виділили в Буковинських і Галицьких Карпатах неокомські «роп'янецькі» пісковики, вище пісковики «ямненські» і «плитнякові» породи, зараховані до крейдової системи. Ще вище виділялись еоценові і оліґоценові верстви, в складі яких описано менілітові сланці, «магурські» пісковики і «добротівські» верстви. Як свідчить Р. Любер, у передгір'ї Карпат над добротівськими верствами була виділена соленосна товща з червоними сланцями в основі. Її вік, за поглядами Недзвейського, віднесено до нижнього міоцену — першого середземноморського ярусу. До верхнього міоцену — другого середземноморського ярусу, за даними Ломницького, були віднесені церитові верстви, що лежать над соленосною товщею.

Пауль і Тіце вважали, що осадочні відклади в Карпатах стиснуті у прямі складки без розривів.

Дальший крок вперед у справі вивчення геологічної будови Карпат становили роботи, пов'язані зі складанням «Геологічного атласу Галичини». В геологічній зйомці по складанню цього атласу брали участь видатні австрійські і польські геологи.

В результаті цих робіт було виявлено основний стратиграфічний розріз і основні риси тектоніки Східних Карпат. Геології Східних Карпат були присвячені роботи геологів, які брали участь у цій зйомці — А. Альта, Е. Дуніковського, Р. Зубера. Ці роботи опубліковані в журналі Польського товариства природознавців ім. Коперніка «Космос», який почав виходити з 1875 р. у Львові. Крім того, вивченням геоморфології і геотектоніки Карпат та їх передгір'я займалися Л. Мразек і В. Тейсейр. У своїй статті, опублікованій в 1907 р. в «Космосі», Тейсейр, висловлює думку про існування в Карпатах двох груп тектонічних явищ: дислокації поздовжні (паралельні до Карпат) і поперечні. На основі досліджень Мразека Тейсейр робить висновок, що поперечні дислокації Карпат продовжуються в поперечні дислокації передгір'я. А. Альт і Е. Зюсс вважали, що Карпати насунуті на передгірну западину, занурену по скидах. В. Фрідберг опублікував ряд палеонтологічних праць. Зокрема, палеонтологічне вивчення карпатського флішу провадили А. Ломницький і особливо Дуніковський і Фрідберг, які перші розчленували карпатський фліш. Роботами по складанню геологічного атласа Галичини було виявлено приуроченість нафти до менілітових сланців, а у вторинному заляганні — до горизонтів пісковиків крейдового віку.

Пізніше вивчення геології Карпат провадили австрійські геологи В. Шайноха, Ю. Гржибовський—в басейні р. Сану і верхнього Дністра, Ю. Гржибовський — в районі Устріків Дольніх, Турки, Болехова. В районі Турки і Устріків Дольніх Гржибовський показав великі насуви в зоні Берегових Карпат.

В 1906 р. В. Шайнохою і Ю. Гржибовським та П. Мянчинським опублікована перша вичерпна робота про геологічну будову району Борислава і його стратиграфічний розріз. Цими авторами в районі Борислава виявлено великий насув карпатських відкладів на олігоцен і міоцен передгір'я. В 1911 р. С. Ольшевський склав «Геологічно-промислову карту Галичини з поясненнями», на якій дано розміщення корисних копалин.

Уявлення про тектоніку Карпат до початку XX ст. були сильно спрощені. В зв'язку з висвітленням геологічної структури Альп, переважно під впливом поглядів М. Бертрана і М. Люжона, стали мінятися погляди на тектоніку Карпат. З цього часу в Карпатах починають шукати великих насувів і покривів альпійського типу. Перші спроби в цьому напрямку являють собою праці М. Лимановського в 1906 р. і Ф. Уліга в 1907 р. Вони поширювали альпійську тектоніку на Карпати і виділяли великі покриви — бескидський і суббескидський. Р. Зубер у 1905 р. встановив наявність ряду великих лускоподібних насувів в районі Сколе. В північній частині цього району він рисував прості складки з тенденцією перекидання на північ. З півдня на них перекинута антикліналь, складена флішем. Соленосні відклади показані в ядрі лежачої антикліналі.

В 1916—1919 рр. Б. Кропачек опублікував ряд робіт, присвячених геологічній будові Борислава, а також геології північних схилів Карпат. У цей час вже була визнана покривна будова крайової частини Східних Карпат. Кропачек установив наявність в районі Борислава великої лежачої складки з палеогеном і крейдовим флішем у ядрі.

В 1918 р. Зубер опубліковує капітальну роботу «Фліш і нафта», яка є синтезом досліджень і поглядів автора на будову Карпат, на природу флішу, його походження і на генетичний зв'язок бітумів з флішовою формацією. При цьому була детально розчленована вся серія відкладів Скибової зони Карпат.

Дальше вивчення геології Карпат і Передкарпаття пов'язане з діяльністю Польського геологічного інституту і висвітлені, головним чином, в роботах К. З. Толвінського і керованої ним групи працівників Карпатського геологічно-нафтового інституту, організованого в 1919 р. Робота цього інституту спершу полягала, головне, у вивченні геології нафтових родовищ Борислава; пізніш його діяльність була поширена і на інші райони Карпат.

В період 1920—1925 рр. геологічні дослідження у Східних Карпатах були зосереджені, в основному, в районі Борислава, Сколе, Долини, Надвірної, Кутів і провадились геологами К. Толвінським, Яблонським, Вайнером, Буяльським, Свідерським. У Західних Карпатах геологічні дослідження вели Рабовський, Горвіц, Пасендорфер. Результатом цих робіт була серія монографій, а також оглядова карта Східних Карпат, від м. Борислава до р. Пруту, складена в 1925 році. На карті показана покривна структура Карпат і розташування основних її стратиграфічних елементів. Зокрема К. З. Толвінський спочатку вивчав глибокі частини Східних Карпат в районі румунської границі, далі займався геологічним вивченням Центральної Карпатської депресії, а також району виявлення покривної Магурсько-Чорногорської структури. Крім того, багато робіт Толвінського присвячено родовищам Бориславського нафтоносного району і його структурі, а також цілому ряду інших нафтоносних районів.

У роботах інституту, крім основного їх учасника К. З. Толвінського, брали участь Л. Горвіц, С. Яснольський, М. і Г. Сизанкури, З. Паздро, Г. і В. Тейсейри, Б. Свідерський, які опублікували багато робіт. Велике значення у вивченні геологічної будови Карпат і передгір'я мають роботи В. і Г. Тейсейрів, що вивчали, в основному, тектоніку Карпат.

В період 1936—1938 рр. тривали більш спеціальні роботи в районі Магурсько-Чорногорської покривної структури за участю Б. Бема, А. Комчина, П. Ковалевського та ін. Були підтверджені уявлення щодо скибової будови Карпат, виявленої в 1927—1928 роках. На всій території дослідження між Черемошем і Перемишлем була виявлена покривна структура Берегових Карпат, розміщена в північній зоні смуги; в південному напрямку складні скибові утворення занурюються в бік Центральної Карпатської депресії. Дослідження району Биткова (Буяльський, Желеховський) не тільки визначили будову Берегових Карпат, а й уточнили структуру продуктивного глибинного горизонту. Дослідженнями південних масивів, що провадились з 1930 р., виявлено існування самостійного тектонічного покриву, насунутого на Центральну Карпатську депресію, і встановлено, що окремі насуви (Магурський і Чорногорський масиви) належать до єдиної складної покривної структури — «Магурсько-Чорногорської плащовини».

На основі всіх виконаних робіт у 1938 р. була складена оглядова геологічна карта Східних Карпат, яка була видрукована у м. Львові в 1939 році за участю геологів Б. Буяльського, Т. Хлебовського, Г. Сизанкура, Г. Тейсейра, К. Толвінського. Ця карта являє собою великий крок вперед у геологічних дослідженнях Карпат і їх передгір'я.

Карпатський інститут склав також «Новий геологічний атлас Борислава», у чому брали участь К. З. Толвінський, В. Флешер, Г. Гурка, К. Кату, С. Краєвський. К. З. Толвінський опублікував в цей час капітальний труд, присвячений Бориславському нафтоносному району і його структурі. До важливих робіт цього закладу належить виданий в 1929 р. I том монографії «Копалинн нафти і горючих газів у Польщі», в укладанні якої брали участь Б. Буяльський, В. Брудерер, Г. Сизанкур, З. Яблонський, С. Вагнер, В. Флешер, С. Краєвський. Цей том містить дані з геології нафтових промислових районів, в основному берегової частини Карпат (Слобода Рунгурська, Космач, Майдан, Битків) і районів Берегової та Скольської скиб (райони Сходпиці, Урича).

Внаслідок робіт, проведених Карпатським інститутом, розв'язано цілий ряд питань із стратиграфії, тектоніки і фацій відкладів Зовнішньої зони Карпат.

У схемі стратиграфічного поділу флішової формації польські геологи виділяли: I — *крейдову систему*, в складі горизонтів (знизу вгору): спаські сланці, кременисті мергелі, іноцерамові верстви і ямненські пісковики; II — *палеоген-палеоцен* (?) і *еоцен* — строкатоколірна товща і ієрогліфові верстви, пасічнянський вапняк і вигодський пісковик, попельські верстви; *олігоцен* — нижні менілітові верстви з роговиками у підошві, нижні поляницькі верстви, верхні менілітові верстви з роговиками у підошві і верхні поляницькі верстви. Ці підрозділи лежать в основі багатьох наступних схем стратиграфічного поділу карпатського мезо-кайнозою.

У вивченні геології та корисних копалин Карпат і Передкарпаття брав участь також співробітник Львівського університету Ю. Токарський, який разом з З. Паздро вивчав петрографію й літологію відкладів південно-східної частини Карпат — в районі Чивчинських гір.

Великі палеонтологічні дослідження провадив В. Рогаля, який вивчав фауну пелеципод і гастропод деяких світ флішу. З. Паздро виділив для кожного з підрозділів флішу керівні палеонтологічні форми. Г. Оркіш з групою співробітників Львівського університету провів широкі магнітні виміри в районі Перемишль—Стрий—Станіслав—Отиня.

Передгір'я Карпат довгий час не привертало належної уваги польських геологів.

Пізніше в межах Передкарпаття були виявлені родовища горючого газу, спочатку в Бориславі, далі в районі Дашави, Калуша, а в 1938 р.— в районі Опари. В Передкарпатті була виявлена соленосна товща міоцену, яка простягається у вигляді смуг з північного заходу на південний схід, вздовж фронту Карпат. Соленосні відклади виявлені і далі на північ від Карпат, у вигляді окремих «островків» серед стебницьких відкладів. Роботами Карпатського інституту установлено, що ці «острови» утворилися внаслідок пробивання соленосних мас з глибини в результаті складних тектонічних явищ. Діапіровій соляній тектониці приписувалася дуже велика роль. Геологічній будові і тектонічним явищам передгір'я Карпат багато робіт присвятив К. З. Толвінський.

В останній період геологічним дослідженням Передкарпаття займалися Б. Бем, Д. Чарноцький, В. Фрідберг, К. Ковалевський, Г. Тейсейр та інші.

Крім того, в районі Передкарпаття проведено ряд геофізичних досліджень.

Геологічні дослідження в окремих структурних частинах Карпат, крім польських геологів, провадили геологи чехословацькі—Д. Андрусов, А. Матейка, Л. Зеленка, румунські — І. Анатазіу, Г. Маковей, Д. Преда та ін. Але єдності в їх поглядах не було. Свідерський у доповіді про будову флішових Карпат заперечував уявлення Новака про те, що Магурська група структур відсутня в Східних Карпатах, і підтримував думки Уліга та Зубера. Він виділяв дві групи структур, поширених від Морав до Буковини. В групі внутрішнього флішу він підкреслював змінність відкладів крейди та давнього еоцену і сталість складу менілітових сланців та кросненських пісковиків, еквівалентом яких на Моравах вважали жданицькі пісковики, а на сході—верстви поляницькі і добротівські. Група Магурсько-Чорногорська відзначалась іншою стратиграфією, з характерними біловськими верствами і магурськими пісковиками. Свідерський припускав насування Магурської групи, як то вважали Матейка і Андрусов, через Волове, до Свидівця і в Чорногорсько-Петроську. На цю останню групу насунута Мармароська структура. Він вважав, що зона екзотичних скель є продовженням Пеннін. Ряд структур С. Х. Свідерський виділяв також у межах Скибових Карпат і Передкарпаття. В цілому він виділив три тектонічні структури: 1) Сходльську лежачу складку, 2) більш високу, середню лежачу складку — Слобідську, і 3) глибоку автохтонну структуру — Покутську.

Обгрунтованість висновків Свідерського заперечував В. Брудерер в роботі «Тектонічні берегові структури польських Східних Карпат». Ще з інших позицій геологічну структуру Карпат висвітлював Г. Свідзінський (в роботах «Кілька геологічних спостережень в околицях Селетина», ж. «Буковина» за 1935 р., і «Деякі проблеми геології Східних Карпат» — у 1936 р.). Він підкреслює помилковість поглядів на стратиграфію буковинських Карпат Пауля і Преліпсіана і підтверджує уявлення Стефанеску. Сам він виділив в районі Селетина: 1) верхньо- і середньокросненські верстви, 2) нижньокросненські верстви, 3) перехідні верстви, 4) менілітову серію, 5) зелені сланці й ієрогліфові пісковики, 6) вигодські товстоверствуваті пісковики, 7) пісковики ямненські і 8) Шипотський насув. Виявлена в районі Селетина Кросненська синкліналь є продовженням мульди Жаб'є, що проходить через Яблоницю, Сіре, Плоске, Селетин і далі на південний схід до Кімномонгу на р. Молдові. Синкліналь Кросно він вважає вторинною; її зі сходу обмежовує крута антикліналь, межа Шипотського насуву виступає різко. Торкнувшись стратиграфії флішу, В. Брудерер закидає Горвіцу необгрунтованість його тверджень про відсутність палеонтологічних даних на доказ еоценового віку менілітових сланців. Сам він перераховує рештки нумулітів, посилаючись на висновки Б'еда про їх пізньоеоценовий вік. В роботі наведено дані про менілітову серію у фаціальному розумінні. На його погляд, вона лежить на межі еоцену і олігоцену. Висвітлюючи проблеми геології Східних Карпат, Г. Свідзінський приходить до висновку, що кристалічна зона, або Рахівський масив Східних Карпат від Мармарошу до Гадитасу, насунута на фліш і складена трьома групами структур: І — зовнішня група (=середній зоні румунських геологів — Zona interne без верств з Аудина); вона ж — зона Рахова і частина покриву Петроса; II — середня група (=румунській зоні mediane), яка включає Чорногоро-Шипотський насув; III — група зовнішнього флішу (=румунській зоні marginale), район Скибово-Скольський.

Значну увагу дослідників привертала також Центральна Карпатська депресія. Її структурні особливості вперше виявив Вацек у 1881 р.; пізніш цю депресію описували Уліг у 1903 р., Новак у 1914 р., Зубер у 1918 р. та ін. Зубер виділив Центрально-Карпатську депресію під назвою Кросненсько-Шипотського регіону. Докладну характеристику цієї структури дав К. З. Толвінський у 1932 р. Саме він і дав цій частині Карпат назву Центральної Карпатської депресії. Толвінський вважав, що ця депресія розміщена між Скибовими Карпатами і Магурським покривом. За його спостереженнями, кросненська товща, яка виповнює западину, настільки інтенсивно дислокована, що неможливо простежити більш-менш значного простягання окремих складок. На розвиток структури депресії, на думку Толвінського, вплинули два фактори: маси Магурсько-Чорногорського насуву, що рухалися з півдня, розміщені на нерухомому давньому фундаменті, і Зовнішня, Скибова, зона з її перекинутими на північний схід складками й лусками, розташованими на пластичній соленосній формації Передгір'я.

Погляди Толвінського на тектоніку Карпат далі розвивав Опольський. Сам Толвінський свої думки про тектоніку Східних Карпат завершив уже в радянський час. Огляд їх наведено далі.

В 1935 р. Л. Горвіц зробив спробу пов'язати східнокарпатські тектонічні елементи з західними. Він порівнював флішову зону Карпат з Гельветидами, Мармароський масив і пояс екзотичних скель порівнював з Пеннідами. Головні рухи в цих покривах відбувались, на його думку, в середній крейді, а в центральній частині — пізніш. Центральна частина порівнюється Л. Горвіцом з Австридами, або Татридами, Гранідами, Чемеридами чеських геологів. Карпати занурюються під Східні Альпи; Пенніди ховаються під Австриди. Він зазначає, що Андрусов і Соломиця виявили карпатські структури в Східних Альпах, на захід від Відня, у вигляді кристалічних валунів. Карпатська дуга в цілому, за Л. Горвіцом, найбільш піднята, або утворює кульмінації на своїх краях — кульмінації Тисенська і Залізних воріт.

Під кінець дорадянського періоду вивчення Карпат було проведено й палеонтологічні роботи, що в тій або іншій мірі підтверджували прийняту тоді схему стратиграфічного поділу осадочних товщ Карпат. До них належать праці В. Рогалі, Б. Бема, М. Сизанкура, Б. Кокошинської та ін.

Геологічне вивчення Закарпаття почалося ще в першій половині XIX ст. Тоді в цьому краї спостереження вели окремі любителі-туристи, у замітках яких є деякі відомості про природу Закарпаття. Такі спостереження дали в 1815 р. Сташиць, у 1818 р. Бедан, у 1833 р. Амі-Буе, в 1833—1835 рр. Ліл-Ліліенбах тощо. В середині минулого століття баронська Австрія починає виявляти зацікавленість у мінеральних багатствах краю. Про геологічну будову краю, у зв'язку з цим, з'являються окремі роботи Ф. Гауера, Г. Штахе, Ф. Кройца, К. Пауля, Е. Тіце, Ф. Феттерле, Л. Вацека, а також таких видатних учених, як М. Неймайєр і Ф. Ріхтгофен. Пізніш, аж до початку нашого століття,

епізодично в Закарпатті працювали угорські геологи — Гезель, Запалович, Позевич, Примич та ін.

Порівняно кращий стан геологічного дослідження Закарпаття був під час перебування цього краю в складі Чехословаччини. Тоді там працювали такі видатні дослідники, як Кетнер, Чепек, Стогес та ін. Особливо багато зробив для розуміння геологічної структури Закарпаття Д. Андрусов. В результаті геологічних досліджень для Закарпаття в 1924 р. була складена оглядова геологічна карта.

В робті «Геологічні дослідження в Закарпатській Україні в 1932—1934 рр.» Д. Андрусов підвів попередні підсумки геологічного вивчення Закарпаття і Східних Карпат та зробив ряд широких узагальнень, значна частина яких міцно закріпилася в геологічній літературі. В Східних Карпатах Андрусов виділяє поздовжні пояси, які простягаються з північного сходу на південний захід: 1—Воловецько-Ясинський, або просто Ясинський, 2 — Чорногоро-Петросько-Стозький, або просто Стозький, 3 — Рахівський, 4 — Мармароський, до якого належать Кристалічний масив і вкриваючі його осадочні породи, 5 — Драгівсько-Новоселицький кліпеновий пояс і 6 — неогеновий пояс Внутрішньо-Карпатської дуги. Відклади неогену останнього пояса трансгресивно налягають на пояси 4 і 5. Межі між іншими поясами переважно тектонічні. Д. Андрусов підкреслює, що в будові Мармароського пояса беруть участь дотріасові відклади, які складають масив, далі тріасово-юрський чохол, для якого наводиться обгрунтування стратиграфічного поділу. В будові Драгівсько-Новоселицького кліпенового пояса Андрусов виділяє дві серії: I — субпеннінська, складена білими вапняками байосу, бату, келовею в районі с. Довгого, червонобурими оолітовими вапняками ранньомальмського віку і щільним вапняком титону; 2—пеннінська, складена відкладами верхнього тріасу, лейасовими плямистими вапняками, аален-догером, догером — нижнім мальмом і титоном-неокомом. У кліпеновому «чохлі» Андрусов відзначив лише сенон і відсутність палеогену. На Рахівському поясі цей дослідник виділив валанжин-готерив і барем-апт. У будові Стозького пояса він визначив елемент Пеннінського насуву. В його будові виділено нижню крейду і палеоген. До нижньої крейди віднесені т. зв. *верстви з Аудина* румунських геологів— строкатоколірні мулисті сланці, кварцові пісковики та ін., потім *квасненські верстви* — чорні, сірі сланці, карбонатні пісковики. Квасненські верстви порівнюються з годульськими пісковиками Бескидів, де вони мають альбський або сеноманський вік. Палеогенові відклади характеризуються переважанням пісковиків. У самих низах палеогену відзначаються строкатоколірні сланці. В середній його частині виділено мергелисті сланці і карбонатні, слюдисті пісковики. Воловецько-Синевирський пояс складають потужні товщі сланців, пісковиків, часто масивних, що їх Свідзінський вважав типовими кросненськими верствами. В межах Стозького пояса відзначено наявність юрських кліпенів. Ці кліпени А. Матейка і Д. Зеленка вважали великими ксенолітами в ефузивних породах, винесених на поверхню вулканічним шляхом. Вік більшості юрських скель вважається титонським. Розглядаючи тектоніку Карпат, Д. Андрусов відзначає помилковість поглядів Я. Новака і Б. Свідерського щодо тектоніки Чорногоро-Петроського насуву і поглядів Свідзінського щодо взаємовідношення тектоніки Мармароського масиву і прилеглих районів Карпат. Так само доводить Андрусов невдалість поглядів Б. Свідерського щодо зчленування Східних і Західних Карпат.

Як видно з наведеного, геологічна будова Східних Карпат у дорадянський час вивчалася досить інтенсивно. Однак велика розбіжність поглядів, зумовлена недостатньою глибиною досліджень, залишала спірними основні положення вживаної тоді стратиграфії осадочних

товщ, схеми тектонічного поділу та історії геологічного розвитку цього краю.

Вивчення геологічної будови радянських Східних Карпат розгорнулося в перші роки після возз'єднання українського народу. До Великої Вітчизняної війни вивчення геології західних областей Української РСР розпочав колектив геологів ВСЕГЕІ, перші наслідки роботи якого були опубліковані в 1940 р. Загальний огляд стану вивчення геологічної будови Карпат, Передкарпаття і Волино-Поділля дали Н. А. Биховер, А. Г. Вологдін та А. К. Матвєєв (1940). А. Г. Вологдін (1940), за даними Р. Зубера і К. Толвінського, характеризує північну Скибову зону, або Берегові Карпати. В її межах виділяються скиби: 1 — Бориславська, 2 — Берегова, 3 — Орівська, 4 — Сколька, 5 — скиба гори Парашки і 6 — скиба гори Зелем'янки. Далі роглядаються Центральна Карпатська депресія, Магурсько-Чорногорський насув (плащовина) і зона Передкарпаття. В огляді стратиграфії Карпат Вологдін дав характеристику верхнього палеозою Чивчинських гір і басейну Черемошу. Він відзначає, що на межі Буковини з Семиградцям розвинуті граніти, кварцити, кристалічні сланці. В складі верств кам'яновугільної системи відзначено наявність магматичного походження гранатово-кварцових амфіболітів — в районі г. Прилуки. Далі описані відклади пермської, тріасової, юрської, крейдової і третинної систем. А. Г. Вологдін пише про виверженi породи — альбітові і баркевикітові діабази — серед відкладів юрської системи.

К. З. Толвінський (1941) підсумував свої уявлення про діапірову тектоніку Карпат. Він писав, що Прикарпатська соленосна зона простягається від Велички до краю Південних Карпат майже на 1000 *км.* Ця зона то розширюється на кілька десятків, а то звужується до декількох кілометрів. Соленосні відклади настільки дисльоковані, що набувають вигляду тектонічних брекчій. В ряді місць свердловини глибиною понад 1725 *м,* як-от у Трускавці, не пройшли повністю брекчій. Ширина зони стебницьких верств між Перемишлем і Коломиєю досягає 20 — 30 *км.* В їх складі виявлені потужні пласти солі. Тектонічні рухи в Карпатах, на думку Толвінського, почалися в баремі, після відкладання чорної крейди; в час між відкладанням іноцерамових верств і ямненських пісковиків рухи поновилися. Головні рухи, які привели до утворення Карпат в їх сучасному вигляді, сталися після відкладення соленосних верств, в міоцені. Механізм горотворення, за Толвінським, був такий. Зовнішні карпатські тектонічні елементи у Східних Карпатах насувалися на соленосні глини, захоплювали і пересували їх на північний схід. Ця головна фаза орогенічних рухів у Карпатах знайшла свій вияв у складчастості соленосних верств Передкарпаття. Стебницькі верстви залягають на соленосній товщі трансгресивно. Нова фаза тектогенезу, за Толвінським, відбулася у пізньому тортоні. Вона позначилась в утворенні складок стебницьких верств і діапірових структур у соленосних відкладах. Горотворення в Карпатах тривало і пізніш. Соляні структури, як вважав К. З. Толвінський, розвивалися у різні фази тектонічних рухів.

Вивчення геологічної будови Карпат, перерване Великою Вітчизняною війною, відновилося на повну силу вже в перші роки після війни.

В. І. Славін в ряді робіт (1947, 1950, 1953) висвітлює питання тектоніки і стратиграфії Карпатських гір. Він виділив у Внутрішніх Карпатах чотири структурні зони, що концентрично охоплюють одна одну: 1 — зона центрального ядра, або Угорської депресії, 2 — зона внутрішніх масивів (горстів), що облямовують депресію, 3 — зона внутрішніх прогинів і 4 — зона головного Карпатського антиклінорію. Останній має ширину 10—30 *м,* вісь його підноситься у південно-східному напрямку. Кліпени, виявлені північніше Мармарошу, Славін відносить до

Пеннінської зони, яка розмежовує Внутрішні і Зовнішні Карпати. В Зовнішніх Карпатах характерні покриви і флішові відклади. В. І. Славін виділяє три геотектонічні райони: Магурсько-Чорногорську зону, Центральну Карпатську депресію і Передовий, або Скибовий, покрив. Структуру останнього він розглядає так само, як і Толвінський. Питання стратиграфії осадочних товщ в межах Карпатського передового прогину Славін розглянув у 1947 р. Він вважав, що прогин виповнений головно неогеновими відкладами, а верстви палеогену і крейди складають його основу, занурену на 2000—2500 *м*. Він описує в складі неогену слобідські конгломерати, добротівську товщу, нижню соленосну товщу, трускавецькі конгломерати, стебницьку світу, калуські верстви, верхню соленосну світу, балицьку світу верхнього тортону. Карпатський передовий прогин, на його думку, перекритий шар'яжами Карпат. У Покутських Карпатах вони закривають центральну частину. У поздовжній будові передового прогину Славін виділяє частини — Самбірську, найбільш прогнуту, Калуську і Добротівську. Торкаючись будови кліпенової зони, цей автор відзначив, що вона простягається більш як на 400 *км*. В її межах серед палеогену і крейди відслонюються юрські і тріасові вапняки. Кліпени розміщені двома вузькими смугами на продовженні Мармароського масиву, а третя — на північ від нього. В. І. Славін дає характеристики розрізу юрських відкладів (1950) і перераховує органічні рештки в їх складі (1953).

Питання тектонічного положення смуги кліпенів висвітлював також М. В. Муратов (1947). Він відзначив, що смуга їх має від 1—2 до 20 *км* ширини. Цю смугу Муратов вважає осьовою антиклінальною структурою в північній частині Східних Карпат. Вона становить наче продовження Мармароського кристалічного масиву. Південне і південно-східне крило її зрізане розломами міоценового віку, з якими пов'язаний був інтенсивний вулканізм Закарпаття. Про особливості будови Закарпаття в 1947 р. писав М. М. Жуков. У той час ряд робіт був присвячений висвітленню корисних копалин Карпат і прилеглих районів.

У Передкарпатті відомі деякі родовища корисних копалин, одне з яких за даними М. І. Іциксона і І. З. Хейфеца (1947), розроблялось уже в середині XVIII ст. Шахти на місці розробок збереглися до цього часу і використовуються для забезпечення водою Трускавецького курорту. Сульфідне зруденіння виявлене у гіпсоносних пісковиках, гіпсах, мергелях, мергелистих пісковиках і глинистих сланцях соленосної формації, недалеко від тектонічного контакту Бориславської скиби з соленосною серією. Є такі дані про хімічний склад рудовмісної породи: $CaCO_3$ — 42,60%, SiO_2 — 12,30, Fe_2O_3 — 4,11, H_2O — 3,78, органічної маси, переважно озокериту — 7,20%, сліди PbS і FeS. За іншим аналізом склад такий: CaO — 41,06, MgO — 0,69, CO_2 — 32,16, S — 1,6, нерозчинної в HCl маси — 18,78%. Іциксон і Хейфец вважають, що сульфідні родовища околиць Трускавця мають гідротермальне походження.

Можна усе Передкарпаття вважати перспективним щодо рудоносності.

Багато робіт, присвячених геологічній будові Карпат, вийшло в світ у 1948 р.

Г. П. Алфер'єв (1948) відзначив, що в Карпатах численні тектонічні рухи різного знака відбувались у четвертинному періоді і відчутні вони і в наші дні. Ю. М. Пущаровський (1948) дає коротку характеристику Центральної Карпатської депресії і розглядає відклади кросненської зони.

Кросненські пісковики, які досліджував Пущаровський (1948), в межах УРСР найбільш повно відслонені в басейні рр. Опору і Стрию, де зона їх залягання досягає 15 *км*. Пісковики тут відслонюються смугами в кілька кілометрів ширини, між якими залягають менілітові верстви. Кросненські пісковики Ю. М. Пущаровський на основі залишків мікрофауни (у вторинному заляганні) відносить до олігоцену.

Н. П. Михайлов (1948) дає порівняльну схему стратиграфічного розчленування верхньої крейди західних областей Криму і Донбасу за залишками амонітів і белемнітів.

Н. П. Єрмаков (1948) дав географічну характеристику Карпат і розробив першу схему їх морфологічного районування. Він відзначав, що Східні Карпати належать до типу середньо-високих гір і виділяв: 1) хребет Скибових Карпат, 2) Вододільний хребет, 3) Полонинський флішовий хребет, 4) Вулканічні Карпати, 5) Чорногори — в місці з'єднання на південному сході хребтів Вододільного і Полонинського, 6) південніше Чорногор — Рахівський масив, північно-західні окраїни Мармароського масиву — стародавнього структурного ядра Карпат. Окремо цей дослідник виділяє на межиріччі Тереблі і Тересви скелясті гряди на південних схилах Полонинських гір і Вулканічні острівні гори у південно-західній частині радянського Закарпаття. Перелічені елементи рельєфу становлять підняття. Серед понижених частин виділяються: 1) Передкарпатський пліоценовий пенеплен, 2) Давньо-Санська поздовжня долина, що відокремлює Вододільні Карпати від Скибових, 3) Верховинська поздовжня долина, яка відокремлює Вододільні Карпати від Полонинського хребта, 4) Ясиня-Черемошська поздовжня долина, яка відділяє Вододільні Карпати від Скибових і Чорногор, 5) Цирок-Боржавська поздовжня долина, що відокремлює Полонинський хребет від Вулканічних Карпат, 6) Білотисенська давня долина, 7) Притисенська правобережна алювіальна рівнина — частина Середньодунайської низини, 8) Іршавська давньоозерна котловина, 9) Верхньотисенська давньоозерна котловина. Утворення рельєфу Карпат, на думку Н. П. Єрмакова (1948), відбувалось так. Після складкотворення на межі палеогену і неогену почалося перше вертикальне підняття сучасної карпатської гірської споруди з одночасним зануренням Передового і Внутрішнього прогинів. У ці прогини трансгресувало міоценове море, яке виповнювалось продуктами руйнування карпатських підвищень і за рахунок їх утворились карпатські моласи. В цей час на південних передгір'ях хребта утворився ранньоміоценовий денудаційний рівень, поверхня якого була законсервована під вулканічними виверженнями.

В нижньому панноні сталось підняття карпатського пенеплену, в Закарпатті мали місце занурення, що викликали посилення вулканічної діяльності і короткочасну трансгресію нижньопаннонського моря. В меотисі і в понтичний час виник хребет Вулканічних Карпат, який оформився пізніше Скибових Карпат і інтенсивної континентальної денудації, що привела до утворення в Карпатах «найважливішого пенеплену», який порівнюється з поверхнею «Ріусес». Новий період піднять хребта мав місце у плейстоцені, що привело до розвитку зледеніння, посилення ерозійної діяльності поздовжніх і, головне, поперечних річок, розвитку перехоплень, утворення чисто ерозійних ущелин і решітчастого розчленування гір. Одне з крупних поперечних піднять на південний захід від долини Ломниці виявилось в утворенні Лоївської тераси, яка сходиться з рівнем Поділля і переходить в широкі долини Скибових Карпат. Після утворення пліоценового пенеплену Передкарпаття, вважає Н. П. Єрмаков, відбулося нове підняття Карпат, Передкарпаття і Поділля.

Річка Тиса утворилась у післяпонтичний час. Висота її стародавньої тераси близько 250 *м* над сучасним рівнем. Перепиляна вулканогенна гребля, за Єрмаковим, була в постпліоцені.

Велику увагу радянських геологів привертали питання стратиграфії неогену Закарпаття. І. В. Коробков, І. Б. Плешаков (1948) виділили в складі неогену б у р д и г а л ь с ь к и й я р у с — тереблинську світу,

гельветський ярус — світи солотвинську і хустецьку; тортонський ярус — світи ньяговську, тячівську, вульховецьку, бешикурську, басхевську, стрембенську, прегудську, сарматський ярус — світи вишківську і ліпшинську; паннонський ярус — світи ізівську і гутинську, і верхній пліоцен — ільницьку світу. Дано характеристику літологічного складу цих світ і перелічуються органічні викопні рештки. Стратиграфічну схему неогену радянського Закарпаття опрацював Н. П. Єрмаков (1948). В складі неогену він виділив аквітан-бурдигал — серію лужансько-апшицьку, гельвет — серію солотвинсько-новоселицьку, тортон — серію тересвинську, сармат, нижній і середній, — серію вишково-березинську, меотис і понт — серії кошелево-велятинську і ужгород-хустську, верхній і середній пліоцен і квартер— серії ільницьку, берегівську та тисенську. В складі цих серій виділяється ряд світ, горизонтів і верств, стратиграфічне значення яких не цілком узгоджене.

Протягом наступного, 1949 року висвітлюється ряд нових питань геології і стратиграфії Карпат та Закарпаття. М. Р. Ладиженський (1949) пропонує замінити назву Центральної Карпатської депресії назвою Центральні Карпати — останні відокремлюються тектонічними розривами від Берегових Карпат на північному сході і від Чорногоро-Магурського покриву на південному заході. Велику увагу Ладиженський приділяє геологічній будові і нафто-газоносності Карпатського передового прогину.

Геологічну будову передгір'я Карпат М. Р. Ладиженський характеризує так. Довжина передгір'я близько 250, ширина — 40—80 *км*. Воно поділяється на дві частини — Приподільську, виповнену тортоном, і Прикарпатську, складену міоценом, зібраним у складки, що утворюють зону «стебницько-добротівських глибинних складок». Покрівля дотретинних відкладів зустрінута у свердловинах Вовна (1457 *м*), Буянів (142 *м*), Калуша (1302 *м*) і Вербівців, район Косова (1550 *м*). В Калуші відклади субстрату виявлені метаморфічними кварцитовими породами, в які свердловина занурилась на 9,6 *м*. Ці відклади становлять метаморфічний цоколь прогину, але не тотожні з відкладами платформи.

Свердловина в районі Гадяча, за даними М. Р. Ладиженського, від поверхні до 110 *м* глибини пройшла крейдові мергелі і вапняки верхньої крейди; від 110 до 259 *м* — білі, сірі, жовтуваті вапняки юри (портланд); від 259 до 420 *м* — різноколірні мергелі, тонкі пісковики, гіпс юрського віку; від 420 до 546 *м* — різноколірні пісковики, переверствовані з глиною девонського віку. Прикарпатські соленосні відклади, добротівські, стебницькі і балицькі верстви цей дослідник розглядає як моласу. Родовища газів Ладиженський пов'язує з підняттями, у покрівлі яких лежить ангідритова товща. Ці структури добре виявлені: Побузьке підняття (Косівське родовище), Станіславський горст (Богородчанське родовище), Долинський район (Калуське і Балицьке родовища), Стрийське підняття (Дашава, Угерське і Опарське родовища), Перемишльська депресія (Ходковицьке і Тростянецьке родовища).

Геофізичні особливості Передкарпаття висвітлює в цей час І. А. Балабушевич (1949).

Деякі риси геологічної структури північної Буковини в світлі даних геофізичних досліджень описав В. О. Сельський (1949).

В геологічній будові північної Буковини, за його даними, беруть участь крейдові і третинні відклади, причому межа крейди з еоценом виявлена не яскраво. До крейди належать: 1) *вернсдорфські* відклади— переверствовання мергелистих і чорних кременистих сланців; на піскуватих відмінах виявлені відбитки водоростей та ієрогліфи; верхні горизонти цих верств представлені темносірим кварцитом потужністю 20—30 *м*, а весь вернсдорфський комплекс має товщину 500—600 *м*; він простягається від Негрилеаса на півдні до Яблониці на півночі; деякі відміни цього комплексу в минулому описувались як шипотські верстви; 2) *бабсові* верстви виявлені слюдистими, тонкозернистими сірозеленими пісковиками, мергелем з відбитками водоростей і слідами вугілля; на півдні Буковини ці верстви мають товщину 80—100 *м*, вони перекривають вернсдорфські відклади і утворюють синклінальну складку; 3) так званий *годульський* пісковик, який має включення кварцу і переходить у дрібнозернистий конгломерат; у північній Буковині потужність його 500 *м*, а в південній — 120 *м*; 4) верстви *роп'янки*, які становлять верхню частину крейдових відкладів і, частково, низи еоцену, — вони складені з верствуватого мергелю, збагаченого на рештки водоростей; серед роп'янських верств, максимальною потужністю до 500—600 *м*, поширені також верстви пісковиків і проверстки конгломерату та зеленого сланцю, — збагачення на конгломерат відзначає перехід роп'янських верств крейди до еоценових.

Еоценові відклади виявлені ямненським пісковиком. Олігоценові відклади — наймолодші в межах Карпат, вони представлені в лежачій частині *церковицьким*, а в висячій — *магурським* пісковиком; між ними залягають *менілітові сланці*. До міоцену належать добротівські верстви, соленосні глини і сарматські відклади.

В тектонічній будові Буковини В. О. Сельський виділяє такі зони: 1) Передгір'я, складеного міоценом, 2) флішу Передових Карпат — з третинних та крейдових відкладів, 3) високої частини гір, де переважають відклади мезозою і давні кристалічні породи.

Загальні особливості геофізичного поля західної частини УРСР, включаючи і Карпати, висвітлив С. І. Суботін (1949). Він простежує нову зону розломів в напрямку Миколаїв — Раковець — Львів і далі за меридіаном. У цьому напрямку виявляються місцеві виверження магматичних порід. Суботін твердить про наявність розривів у Скибовій зоні Карпат, про інший склад фундаменту в Карпатській зоні у порівнянні з платформою і дає характеристику структури фундаменту Передкарпатського прогину.

Л. Г. Ткачук (1949) розглядає петрографію Рахівського кристалічного масиву. Він виділяє такі групи порід: гнейси, сланці, кварцити і кварцитові сланці та кристалічні вапняки, які докладно характеризує. Щодо тектоніки, то Рахівський масив, на думку Ткачука, являє собою складний антиклінорій, різко ступінчасто занурений на північний захід. В його будові виділяється в східній частині антиклінальна складка, що на північний захід розділяється синклінальною складкою на дві антиклінальні смуги. Додаткова третя антиклінальна смуга розміщена північніше р. Берлебашу. В структурі масиву цей дослідник виділяє ряд розломів.

С. А. Ковалевський (1949), порівнюючи стратиграфію міоцену і пліоцену буковинського Передкарпаття і Передкавказзя, відзначає відповідність майкопської світи бориславському пісковику, менілітовим сланцям і слобідському конгломерату.

Питання тектоніки і стратиграфії Східних Карпат опрацьовує О. С. Вялов. У 1949 і 1953 рр. він обгрунтував загальний структурний поділ західних областей УРСР. В частині Карпат Вялов виділив: Карпатський крайовий прогин, з зонами зовнішньою — північною, і внутрішньою — південною. В межах останньої виділяються підзони Дрогобицька (північна), Долинська (центральна) і Бориславська (південна). В складі Карпат О. С. Вялов виділяє Зовнішні Карпати, з зонами Скибовою і Кросненською, Внутрішні Карпати, з зонами Магурською, Мармароською і Екзотичних скель. Останню область становить Закарпатський внутрішній прогин. В його межах О. С. Вялов виділив зони Вул-

канічну (Вигорлат-Гутинську), Солотвинську і Чопську. Кросненська зона О. С. Вялова відповідає розумінню Центральної синклінальної зони Карпат у попередніх авторів.

Істотний крок вперед у справі вивчення тектоніки Карпат становлять праці О. О. Богданова (1949) і О. О. Богданова та Ю. М. Пущаровського (1950). Богданов відзначає, що загальний стиль тектоніки Карпат нагадує в більшій мірі будову Кавказу, аніж гіпотетичні споруди Швейцарських Альп, як їх малювали Гейм і його послідовники. В структурі Карпат він виділив зони: Внутрішню антиклінальну, Центральну синклінальну і Зовнішню антиклінальну. Внутрішня антиклінальна зона включає головний вододіл Карпат, Рахівський масив і Чивчинські гори. Вони мають кристалічне ядро і на ньому осадочний, сильно дислокований чохол. В будові зони беруть участь наверствовання крейди і палеогену. Вони стиснуті у серію видовжених складок. На північному сході складки більш стиснуті, розірвані насувами і часто перекинуті в бік Центрального синклінорію. В центральній частині складки пряміші. Тут знаходиться система округлих накладених мульд. Південно-східне крило антиклінорію занурене в область Закарпатської западини. Внутрішня синклінальна зона, за даними Богданова, являє собою глибокий прогин, виповнений олігоценовими відкладами. Докладно структуру цієї зони Богданов разом з Пущаровським описали в 1950 р. Характерною особливістю Центральної синклінальної зони вважаються вузькі гребенеподібні антиклінальні складки, розділені широкими плоскими синкліналями. Антиклінальні складки в північній частині часто зірвані і перекинуті на північний схід. З навкружними структурами Центральна синклінальна зона зв'язана поступовими переходами. Між нею і Внутрішньою антиклінальною зоною розміщена система кулісоподібних складок, шарніри яких занурюються в бік синклінорію. Місцями ми вони ускладнені насувами в тому ж напрямку. Зовнішня антиклінальна зона, за висновками Богданова, має ширину близько 40 *км*. Вона складена серією зірваних, в різній мірі перекинутих на північний схід, складок, зміщених в бік Передкарпатського крайового прогину. В її центральній частині складки різко асиметричні; вздовж північно-східного краю лежачі, підгорнуті крила їх цілком зірвані, і вони переходять у типові луски — скиби. Розмах горизонтального переміщення мас у скибах, за даними О. О. Богданова, досягає 15 *км*. У Передкарпатському прогині скиби, накладені одна на одну, утворюють багатоярусну споруду. В межах прогину виділяються зони внутрішня і зовнішня. Прогин виповнений дисгармонічними складками, частково порушеними глибокими насувами, перекинутими на північний схід. Зона зчленування південно-західного краю Російської платформи і Передкарпатського прогину облямована флексурами. В Закарпатті Богданов виділяє міоценові западини—Верхньотисенську і Чоп-Мукачівську. В першій з них відзначаються пологі антиклінальні складки, видовжені паралельно краям западини і складені в ядрах потужними штоками солі.

Схема тектоніки Карпат, розроблена О. О. Богдановим, знаходить широке схвалення і лежить в основі багатьох досліджень, які висвітлюють особливості структури окремих районів цього краю. Ряд істотних особливостей структури Карпат висвітлив також М. В. Муратов (1949). Він виділяє в межах Карпат: внутрішнє палеозойське ядро — Мармароський масив, гряду Карпатських скель, які він вважає автохтонними, а поширення їх — пов'язаним з антиклінорієм, складеним з двох рядів неправильних антиклиналей. Цей антиклінорій разом з внутрішнім кристалічним ядром становить, на думку Муратова, єдину Осьову, або Внутрішню, антиклінальну зону Східних Карпат. Іншу структурну частину Карпат, за Муратовим, становлять область південного занурення мегаантиклінаді, північно-східне крило мегаантиклінаді Східних Карпат, південно-західне її крило, западина Алфольда — частина Угорської западини, потім Трансільванська западина і гори Муреш. М. В. Муратов характеризує особливості стратиграфії і історії геологічного розвитку Карпат. Пізніше він разом з Н. І. Маслаковою (1951) висвітлював особливості наверствування крейдових та палеогенових відкладів Східних Карпат.

У 1950 р. Л. С. Пішванова зібрала нові дані щодо викопних мікроорганізмів з середньоміоценових відкладів Закарпаття. У відкладах тисенської серії виявлено рештки своєрідної фауни форамініфер — мешканців відкритого моря.

А. Є. Михайлов (1951), розглядаючи питання геологічної структури Карпатського передового прогину, прийшов до висновку, що неоген там має потужність близько 4000 *м* і затиснутий у вузькі гребенеподібні антиклінаді і плоскі широкі синкліналі.

І. В. Венглінський (1953) розгорнув дослідження викопних мікроорганізмів з інших світ середньоміоценових відкладів Закарпаття, яких не торкалася Л. С. Пішванова, і з середньосарматських верств.

В. А. Горецький (1953) вивчає викопну фауну неогену Закарпаття.

Дуже цікаві дані про викопні рештки рослин з неогенових відкладів Закарпаття зібрала Т. Н. Байковська (1953). За складом ця рослинність подібна до аквітанської флори Чехословаччини і с. Шестеринців на Поділлі.

Г. Ф. Шрейдер (1953) характеризує ряд викопних представників остракод з міоценових відкладів західної частини Української РСР.

І. А. Голубков (1953) описує стратиграфію північно-східного схилу Радянських Карпат за еталонним розрізом, що його рекомендувала вчена рада ВНДГРІ. В цій схемі до складу крейдової системи причисляються серії с п а с ь к а і с т р и й с ь к а; в складі палеогену виділяються серії я м н е н с ь к а, в і т в и ц ь к а, з манявською світою, вигодськими пісковиками і пасічнянськими верствами; п о п е л ь с ь к а, з бистрицькою й власне попельською світами і бориславським пісковиком; м е н і л і т о в а серія, з нижньоменілітовою, лоп'янецькою і верхньоменілітовою світами; к о с м а ц ь к а серія, яка завершує палеоген. Неогенові відклади поділяються на п'ять серій: в о р о т и щ е н с ь к а, з нижньою соленосною, загорською, верхньою соленосною, нижньоворотищенським світами, слобідським конгломератом, добротівською світою (вік цієї серії визначається як аквітан-бурдигал), с т е б н и ц ь к а, у г е р с ь к а, г і п с о-а н г і д р и т о в а і г а л и ц ь к а серії. Як видно з переліку, в пропонованій І. А. Голубковим схемі стратиграфічного поділу мезо-кайнозою не узгоджені обсяги виділених підрозділів і ще не встановлений принцип їх підпорядкованості. У схемі поряд зі світою виділяються верстви, наприклад: добротівська світа, слобідський конгломерат тощо.

Питання біостратиграфії третинних відкладів Карпат недавно знову переглянули Н. І. Маслакова (1955), Г. І. Нємков (1955) і М. Я. Сєрова (1955).

В останні роки в геологічній літературі стали висвітлюватись питання геології вулканічної зони Закарпаття. Геолого-петрографічні дослідження ліпаритів хребта Великий Шоллес дала О. Н. Горбачевська (1954), мінералогічний склад базальтів описали В. С. Соболєв, В. П. Костюк і А. Н. Верниковський (1954). Вулканічні туфи Передкарпаття описав С. М. Кореневський (1954). Він відзначає багатофазність їх утворення. В. С. Соболєв та інші (1955) розглянули петрографію неогенових вулканічних і гіпабісальних порід радянських Карпат. В. В. Лобанова (1954) відзначає наявність серед соленосних порід Східного Передкарпаття конгломератів з екзотичною галькою.

В. П. Бобровник (1954) відзначив наявність слідів міді у міоце-

нових відкладах Передкарпаття. Л. М. Кудрін і В. О. Калюжний висвітлюють деякі питання геології і мінералогії основних ефузивних і інтрузивних порід Рахівського масиву.

Л. Г. Каманін і Г. А. Іванова (1954) в описі геоморфології передгірної смуги південно-західного Закарпаття виділяють чотири райони за інтенсивністю ерозійних процесів.

Питання геологічної структури радянських Східних Карпат і прилеглих районів знову викликають посилену увагу дослідників. Особливості будови зони зчленування південно-західної окраїни Російської платформи з Передкарпатським прогином розглядають В. Б. Соллогуб, О. В. Мухін та М. В. Чирвінська (1954). Соллогуб, характеризуючи структуру Передкарпатського прогину (1955), виділяє в його межах, як і ряд попередніх дослідників, зовнішню і внутрішню зони. На підставі геофізичних даних він уточнює характер і поширення розломів, що відокремлюють край Російської платформи від Передкарпаття.

Нами (Бондарчук, 1954, 1955) відзначена зональність тектонічних елементів Карпатської гірської країни. В її складі виділяємо три тектонічні області — Передкарпаття, Карпати і Закарпаття. В Передкарпатті, крім поздовжніх зовнішньої і внутрішньої зон, виділяємо поперечні райони, відносно більш занурені: у верхів'ї Дністра, Стрийський і Станіславський. Між ними відносно менш занурену основу мають Бориславський район і басейн річок Свіча—Ломниця. У певному генетичному зв'язку з наведеними загальними особливостями є глибинна складчастість і соляна тектоніка Передкарпаття. В гірській області Карпат ми виділили зони: 1) Горгано-Покутську, складчасто-скибову, зовнішню, 2) Горгано-Полонинське міжгір'я, або Центрально-Карпатську синклінальну зону, 3) Чорногоро-Полонинські складчасті Карпати, 4) Рахівсько-Чивчинський кристалічний масив, 5) Полонисько-Великодільське міжгір'я, 6) Вулканічні Карпати. Окрему область становить Закарпатська западина.

Ми відзначаємо, що відповідно до закономірностей просторового розміщення структурних елементів радянських Східних Карпат закономірно розміщені і корисні копалини в їх надрах.

3. СТРАТИГРАФІЯ

Геологічна будова Карпатських гір дуже складна. Розміщені вздовж південно-західного краю Російської платформи, вони, поряд з особливостями геосинклінальної мають певний вплив платформеної структури.

В складі наверствовань, що беруть участь у геологічній будові Карпат, виявлені відклади докембрію, палеозойської, мезозойської і кайнозойської груп. Поширення цих відкладів нерівномірне і досліджені вони неоднаково.

ПРОТЕРОЗОЙСЬКА ГРУПА

Допалеозойські відклади в Карпатах виявлені лише на Рахівському масиві, де їх в 1957 р. описали Л. Г. Ткачук та Д. В. Гуржій. За їх даними, в складі протерозою на Рахівському масиві виділяється *білопотоцька* серія, до якої належать *гнейсово-сланцьова* світа парагнейсів, слюдяних та гранатових сланців і *кварцитова* світа малослюдистих, іноді польовошпатових, кварцитових сланців. З цими наверствуваннями пов'язані дайки і штоковидні тіла амфіболітів, катаклазованих гранітів тощо. Найбільші інтрузиви граніту виявлені в урочищі «Обниж» по Яворницькому потоку.

ПАЛЕОЗОЙСЬКА ГРУПА

Палеозойська група відкладів у Карпатах поширена в південно-східній частині Карпат, переважно в Чивчинських горах, на Рахівському масиві і по верхній течії Черемошу.

Найдавніші відклади в Карпатах зараховуються, в значній мірі умовно, до кам'яновугільної системи на підставі решток викопних рослин, знайдених у Чивчинських горах. За літологічним складом це, переважно, осадочно-метаморфічні породи: кварцити, кристалічні сланці —



Рис. 111. Кристалічний вапняк. Рахівський масив.

слюдисті і гранатові. На межі Буковини з Семиграддям з осадочно-метаморфічним комплексом пов'язані граніти.

Палеозойські відклади виявлені на значній глибині в Карпатському передовому прогині. В районі Угерська на глибині 2000—2100 *м* лежать породи силурійського віку; їх раніш вважали за кам'яновугільні, Палеозойські відклади виявлені також в районі Лісної Слобідки на глибині 800 *м*; на північний захід від Калуша свердловини виявили, очевидно, девонські відклади.

Найдавніші палеозойські відклади поширені на Рахівському масиві. Л. Г. Ткачук і Д. В. Гуржій поділяють тамтешній палеозой на *діловецьку,* нижньопалеозойську, і *кузинську,* верхньопалеозойську серії. Діловецька серія має потужність понад 1000 *м*. Вона складена внизу серицитовими, серицито-хлоритовими та серицито-кварцитовими сланцями. Середню частину її складають кристалічні вапняки і мармур з проверстками сланців (рис. 111). Завершується діловецька серія верствами слюдяних сланців, кристалічних вапняків, амфіболітових сланців, амфіболітами та гнейсами. Поширені ці наверстування в районі г. Високий Приїм, г. Причулка тощо.

Верхній палеозой — кузинська серія — на Рахівському масиві представлений темносірими і чорними філітами з проверстками графітизованих кварцитів, темних вапняків і білих цукровидних кварцитів на г. Темпа. Потужність кузинської серії досягає 200—300 *м*.

В районі г. Прилуки на Чивчинах відомі потужні товщі гранатокварцових амфіболітів магматичного походження. Вони залягають се-

ред кам'яновугільних верств. З ними пов'язані родовища поліметалів, марганцю тощо.

Як видно з цих, дуже неповних, даних, палеозойська, зокрема кам'яновугільна, товща Карпат має складну будову і потребує дальшого глибокого вивчення.

Пермська система, як і кам'яновугільна, виділяється умовно. В основі пермських відкладів у південно-західній частині Східних Карпат лежить товща конгломерату, що незгідно перекриває карбон. Склад пермських відкладів вивчений недостатньо. До них відносять вапняково-доломітові верстви і кварцитоподібні пісковики. Вищі горизонти пермської системи розглядають як перехідні до тріасу. Вони представлені піскуватими сланцями, червонястими карбонатними пісковиками, мергельними сланцями і сірими доломітами. В румунських Карпатах у цих верствах виявлено рештки молюсків, за визначенням І. Анатазіу — верфенського віку.

МЕЗОЗОЙСЬКА ГРУПА

В порівнянні з палеозойськими відкладами мезозой (у першу чергу крейдові відклади) поширений на більшій площі в Карпатах. У складі мезозойської групи наверствувань тут виділяють тріас, юру і крейду.

Тріасова система

Тріасові відклади, як і верхньопалеозойські, поширені в південно-західній частині Східних Карпат та в Чорногорах. Залягають тріасові відклади в ряді місць незгідно на верньопалеозойських і мають в основі товщу конгломерату. В інших випадках верхньопермські і нижньотріасові відклади пов'язані переходами. За даними Ю. Токарського, в басейні р. Стримби нижній тріас представлений товщею сірих брекчієподібних доломітів і вапняків масивної будови, витриманих по простяганню. Для верхніх горизонтів їх характерна наявність жил та гнізд, виповнених вохристо-червоною масою окислів заліза, що пов'язується з процесами давнього звітрювання.

На південних схилах Чивчинських гір виявлені відклади верхнього тріасу. Умовно сюди залічують товщі конгломерату з включеннями уламків базальту, доломіту і кристалічних сланців. Серед конгломерату відомі проверстки сірозеленого філіту (рис. 112). З тріасовими відкладами в Чивчинських горах пов'язані виверженні породи — альбітові баркевікітові базальти, виявлені в тектонічних глибинах, насунутих на крейду. Відклади тріасової системи відомі також на Рахівському масиві та з Чорногорах. Представлені вони конгломератами, філітами та вапняками.

Юрська система

Юрські відклади в Карпатах, у порівнянні з давнішими, відслонені на значно ширшій площі.

В межах Карпатського передового прогину юрські відклади, очевидно, поширені повсюдно у зовнішній його зоні. Так, на південний захід від м. Стрия вони виявлені на глибині 2150 *м*. Свердловина, глибиною понад 3000 *м*, там не вийшла з юрських відкладів. Північніше, в районі Угерська і Більче-Злотого, потужність юрських відкладів, за даними буріння, зменшується до 500—600 *м*. Виявлені вони вапняковими фаціями. На північному заході зовнішньої зони Передкарпатського прогину юрські відклади виявлені біля м. Рудок, на глибині 1600—1800 *м*; потужність їх близько 300—400 *м*. В районі м. Калуша (Кадобної) вони залягають на глибині 1200—1400 *м*; потужність їх дорівнює 400—500 *м*.

У Східних Карпатах юрські відклади залягають в районі г. Прилуки, у верхів'ї Чорного Черемошу, по р. Прилучній в Чивчинських горах. Далі на північний захід, в межах Головного антиклінорію, юрські і тріасові вапняки утворюють екзотичні скелі в кліпеновій зоні (рис. 113). Остання простягається примірно на 400 *км*. Зона складається з трьох смуг, дві з яких розміщені на продовженні Рахівського масиву, а третя проходить північніше його.

Рівень вивчення юрських відкладів у Східних Карпатах недостатній, узагальнена характеристика їх поки що утруднена.



Рис. 112. Мезозойські конгломерати. Район м. Рахова.

В південно-західній частині Східних Карпат, у верхів'ї Чорного Черемошу, нижні горизонти юрської системи складають червоняті грудкуваті вапняки з проверстками такого ж забарвлення мергелистих сланців.

По р. Прилучній залягають дещо вищі горизонти лейасу. Вони представлені чорним вапняком з рештками белемнітів. Середньоюрські чорні кременисті сланці відомі в районі водопаду на Чорному Черемоші. Більш високі горизонти юри, очевидно келовей-оксфордського віку, виявлені в Чивчинських горах. Вони складають *яшмову (яспісову)* світу, з темночервоної та темнозеленої яшми з лінзами червоного вапняку та проверстками сланцю. У верхній частині яшмова світа переходить в уламкові породи. Потужність її не перевищує 50 *м*. Будова кліпенів юрських відкладів складна. В цілому вони дають досить повний розріз юрської системи Карпат. У басейні р. Боржави, біля гори М. Клобук, за даними В. І. Славіна, в основі юрських відкладів залягають тонкоплитчаті мергелі, які переверствовуються з сірими пісковиками, глинами й дрібногалечниковим конгломератом. В одному з шарів чорної

глини знайдені рештки нижньолейасових Gryphaea obliquata S o w. та ін. Вище по розрізу йде потужна товща світлосірих плитчастих вапняків з проверстками сірих мергелів, а часом зелено- й темносірих мергелистих глин. У цих відкладах трапляються лінзи чорного кременю. В мергелях виявлено численні рештки амонітів, белемнітів і брахіопод: Arietites opioides F u c h., Echioceras raxi-costatum B a y l i та ін.; вище в цій товщі знайдені рештки Belemmnites paxillosus S c h l o t h., Rhynchonella cf. retusifrons O p p. Потужність усієї цієї товщі—понад 100 *м*.



Рис. 113. Екзотичні скелі (кліпен). Гора Темпа.

Більш високий горизонт юрських відкладів становлять крупнокристалічні вапняки з численними черепашками брахіопод. У верхній частині розрізу залягають рожеві, червоні і жовті брекчієподібні вапняки з рештками морських лілей та їжаків і вапнякові конгломерати. Юрські відклади відслонюються в околицях Новоселиці і Сваляви. У верствах рожевого крупнокристалічного вапняку виявлені рештки Terebratula hungarica S u e s s, T. dolnae S z a j n., T. gravida S z a j n., Pygope vicaria S z a j n., Waldhemia orba S z a j n., Rhynchonella plicatella d'O r b., R. sublacunosa S z a j n. та ін.

У північній смузі кліпенів в околицях с. Довгого в основі юрських відкладів залягають слюдисті, піщанисті вапняки, далі — щільні, масивні сірі, рожеві, плямисті дрібнокристалічні вапняки. В околицях с. Угольки по р. Тереблі вони заміщені коралово-моховатковими рифовими вапняками. В основі вапняків району сс. Довге, Липецька Поляна, Широкий Луг лежать кристалічні сланці палеозойського віку.

У південній смузі скель теж виявлений повний розріз юрської системи. Це, в основному, морські відклади. Наверствування юрського віку в Карпатах всюди незгідно перекриті наверствуваннями крейдової системи.

В 1950 р. В. І. Славін твердив, що в Закарпатті палеонтологічно обгрунтована наявність відкладів ярусів синемюру, лотарингену, тоару, аалену-байосу і, умовно, гетангену і плінсбаху. Відклади нижнього і середнього лейасу відомі лише в західній частині Закарпаття. Про наявність середнього лейасу свідчать знахідки белемнітів. У складі верхнього лейасу виділяються дві світи: піщано-карбонатна — «белемнітова», і світа вапняків з кременями. Перша належить до тоару — нижнього байосу, а друга є тоар-байоською.

Юрські і давніші відклади в південній частині Східних Карпат поширені в осьових зонах антиклінальних складок. Наявність цих порід значною мірою впливає на структуру самих складок і ускладнює їх будову. Крім цього, давні відклади завжди мають тектонічний контакт з молодшими наверствуваннями. Це значить, що з завершенням відкладання доюрських і юрських відкладів у Карпатах завершився тривалий і складний період їх розвитку. До початку відкладання крейдової системи давніші наверствування були дисльоковані і занурились на значну глибину. Область давніх герцинських гір знову була затоплена морем, у якому нагромаджувалися осадки крейдової системи, що знаменувало початок нового періоду у формуванні Карпат.

Крейдова система

Крейдові відклади у Східних Карпатах поширені повсюдно. У відслоненнях вони переважно приурочені до склепінь складок. Відклади ці змінюють особливості рельєфу. Здебільшого там, де залягають крейдові вапняки, місцевість набуває різкіших рис, схили крутіші, над лісами часто височать голі скелі.

Крейдова система в Карпатах має повний розріз і виявлена обома її відділами — нижнім і верхнім. Межа між крейдовими відкладами і підстелюючими їх верствами юрського віку завжди різка. В багатьох районах Карпат у пізньоюрський час відбувалась посилена вулканічна діяльність. Наявність виверженних вулканічних порід серед верхньоюрських відкладів і відсутність їх у відкладах нижньої крейди становлять одну з характерних особливостей наверствування на межі цих двох систем. Верхня межа крейдових відкладів характеризується в багатьох випадках повільним переходом до палеогену. Це особливо характерне для Зовнішньої, північної зони Карпат. У Внутрішній, центральній зоні їх палеоген нерідко трансгресивно перекриває крейдові й давніші верстви. Потужність крейдової системи Карпат значна —декілька сот метрів. Склад її і умови відкладання вивчало багато дослідників і серед них у першу чергу — В. І. Славін, О. О. Богданов, Ю. М. Пущаровський, Н. П. Михайлов, К. З. Толвінський, М. Р. Ладиженський та ін.

Найбільш детально крейдові відклади описали М. В. Муратов і Н. І. Маслакова. Вони ж запропонували і першу схему стратиграфічного розчленування крейдової системи Карпат.

Окремий район поширення крейдових відкладів становить Карпатський передовий прогин. У його межах нижньокрейдові відклади не відомі. Верхньокрейдові відклади виявлені двома фаціями: флішовою і платформеною.

У зовнішній зоні передового прогину крейдові відклади виявлені білим та світлосірим мергелем і пісковиком. Вони поширені на всій площі цієї зони.

Найбільша потужність крейдових відкладів в районі Угерська досягає 500—600 *м;* на північний захід і на південний схід від нього ці відклади дуже поширені, але їх потужність зменшується в порівнянні з районом Угерська.

Характер наверствовань крейдових відкладів у Східних Карпатах показано на схемі табл. 31.

Як видно з наведеної схеми стратиграфічного розчленування, відклади крейдової системи радянських Карпат мають дуже складне наверствування і різноманітний склад. Перерви у розрізі наверствовань свідчать про змінні умови утворення осадків, викликані, в першу чергу, коливальними рухами.

Таблиця 31

Схема стратиграфії крейдових відкладів Східних Карпат
(М. В Муратов і Н. . Маслакова, 1951)

Поділ за віком		Внутрішня антиклінальна зона: Південно-західне крило	Внутрішня антиклінальна зона: Північно-східне крило		Зовнішня антиклінальна зона
Верхня крейда	Датський ярус	Перерва	Перерва		*Іноцерамова світа* Переверствовання пісковиків, аргілітів, рідше мергелів і вапняків.
	Маастрихт	*Пухівська світа* Сірі й червоні мергелі, аргіліти, вапняки й і пісковики	*Свидовецька світа* Плямисті аргіліти з проверстками і пачками пісковиків. Globotruncata conica, Globigerina cretacea та ін.		
	Кампан				*Самбірська світа* Вапняки й мергелі з проверстками аргілітів та пісковиків
	Сантон	Перерва			
	Коньяк		*Черемошська світа* Чорні аргіліти. Вгорі чорні кварцитовидні пісковики		Відсутні (можливо перерва)
	Турон				
	Сеноман	*Тисальська світа* Мергелі, вапняки й аргіліти	Пісковики з гори Соймул	*Буркутська світа* Пісковики, аргіліти	*Світа кременистих мергелів* Кременисті аргіліти і мергелі. В основі— пісковики
Нижня крейда	Альб				
		Перерва			
	Апт	Пісковики і конгломерати	Пісковики		Перерва
	Барем	Перерва			
	Готерив	Вапняки і мергелі	*Рахівська світа* Переверстовання пісковиків, аргілітів, мергелів та вапняків		*Спаська світа* Чорні сланці
	Валанжин		Перерва		
Верхня юра	Титон	Вапняки і ефузивні породи			Вапняки

З окремих типів відкладів крейдової системи слід відзначити такі. Нижню частину розрізів її становить так звана «чорна крейда». Верстви її особливо добре відслонені в районі м. Сколе. До неї відносять верстви чорних роговиків, що чергуються з чорними сланцями і кварцитами. На Рахівському масиві вони складають *рахівську* світу.

В межах Берегових Карпат чорна крейда сильно дислокована. Пізніші наверствування налягають на неї незгідно. Між нижньою і верхньою частинами крейдових відкладів у Карпатах повсюдно в розрізах виявляються перерви. Нижні горизонти крейдової системи у верхів'ї Чорної Тиси та Боржави виявлені однорідними верствами вапняку та вапнякових брекчій, в яких В. І. Славін зібрав численні скам'янілості: Phylloceras serum Opp., Ph. cf. semistriatum d'Orb., Calliphyloceras (Ptychophylloceras) ptychoicum d'Orb., Lytoceras (Protetragonites) quadrisulcatum d'Orb., Substreblites zonarius Opp., Eurynoticeras aff.

asema Opp., Haploceras tithonium Opp., H. elimatum Opp., H. leisoma Opp., Neolissoceras grasi d'Orb., Spiticeras kiliani Djan. var. gigas Djan., Perisphinctes sp., Berriasella sp. ex gr. callisto d'Orb.

На підставі палеонтологічних даних цей дослідник виділяє відклади верхньотитонські і нижньоваланжинські.

Нижня частина верхньої крейди в різних районах Карпат поділяється на окремі світи під різними місцевими назвами. Загальною особливістю складу порід цієї частини розрізу є переважання серед них кременистих мергелів і червоних сланців. Як показали спостереження К. З. Толвінського, в районі м. Сколе — г. Парашка крейдові відклади складені з переверствовання міцних кременистих мергелів, кременистих вапняків і темносірих та темнозелених сланців та пісковиків. Часом серед кременистих порід залягають верстви міцних також кременистих сланців червоного й темновишневого забарвлення. У верхній частині кременисті мергелі й сланці повільно переходять у перекриваючі їх іноцерамові верстви.

Іноцерамові верстви в Карпатах мають особливо велике поширення. Склад їх різний. Найбільш поширені серед них сірі карбонатні пісковики й вапняки, переверствовані з зеленуватими глинистими сланцями. Ще серед іноцерамових верств залягають проверстки конгломератів, складені з заокруглених уламків давніших відкладів. Значна кількість вапна становить характерну особливість іноцерамових верств. Дуже часто в них трапляються прожилки вторинного кальциту. Потужність іноцерамових верств значна. В Орові свердловина пройшла в цих відкладах близько 1400 *м*.

Таблиця 32

Схема стратиграфічного розчленування верхньої частини верхньої крейди

Ярус	За Н. П. Михайловим (1948): За амонітами: Зона	Підзона	Індекс	За белемнітами: Зона	Аналоги за схемою Новака і Рогалі
Маастрихтський	Discoscaphites constrictus Sow.	Pachydiscus neubergicus Hauer	mst_2^s	Belemnitella americana (Mort.) Arch.	Львівська опока
		Acanthoscaphites tridens Kner.	mst_1^s	Belemnitella lanceolata Schloth.	Нагорянська опока
	Bostrychoceras polyplocum Roem.		mst_1	Belemnitella langei Schatsk.	Темносірий мергель
Кампанський	Hoplitoplacenticeras coesjeldiense Schlüt.		cmp_2	Belemnitella mucronata Schloth.	Нижньомукронатовий мергель
	Hauericeras pseudogardeni Schlüt. і Discoscaphites dinodosus Roem.		cmp_1	Actinocamax mamillatus Nils., Goniotheuthis quadrata Bl v.	Мергель «квадратового» горизонту Вовчинця (Новак)

Іноцерамові верстви в Карпатах зім'яті в складки і відслонюються разом з відкладами палеогену. Від останніх вони відокремлені по-

верхнею незгідності. В північній, Береговій, зоні Карпат палеогенові відклади і іноцерамові верстви зв'язані повільними переходами. Палеонтологічні рештки у відкладах верхніх ярусів крейдової системи в Карпатах зустрічаються рідко. В прилеглих частинах Волино-Поділля в складі цих відкладів виявлені рештки амонітів та белемнітів, на підставі яких Н. П. Михайлов виділяє окремі зони. На схемі табл. 32 показане порівняння цих зон за матеріалами різних авторів. Перелічені тут скам'янілості є керівними для верхніх горизонтів крейдової системи.

КАЙНОЗОЙСЬКА ГРУПА

Третинна система

Відклади кайнозойської групи мають винятково велике значення в геологічній будові Карпат, Передкарпаття і Закарпаття. В їх складі поширені верстви третинної і четвертинної систем. Третинна система в горах представлена палеогеном; у передгір'ях переважають неогенові відклади.

Палеоген

Палеогенові, або нижньотретинні, відклади в геологічній будові радянських Східних Карпат мають особливо велике значення. Будова їх складна, літологія різноманітна і поширення різне. Палеогенові відклади вивчало багато дослідників. Докладно описували їх О. С. Вялов, О. О. Богданов, М. Р. Ладиженський, Є. В. Мятлюк та ін. Стратиграфічне розчленування палеогену в 1951 р. дали Н. І. Маслакова і М. В. Муратов. Цю схему Н. І. Маслакова дещо доповнила в 1955 р. за даними викопних форамініфер.

У палеогені Карпат, так само як і в крейді, а також у неогенових відкладах, виділяють багато світ, яким надано свої, місцеві, назви. Ці світи поки що слабо пов'язані, зіставлення їх досить важке і вони потребують дальшого поглибленого вивчення. Виділені світи палеогену об'єднуються в три великі підвідділи третинної системи: палеоценовий, еоценовий і олігоценовий. Склад палеогенових відкладів різний в різних частинах Східних Карпат. Уявлення про це дає порівняльна схема табл. 33.

У Східних Карпатах палеогенові відклади, як правило, повсюдно перекривають крейду. Але в окремих районах взаємовідношення їх з підстелюючими верствами різні. Перехід від мезозойської групи до третинної повільний і безперервний у Зовнішніх Карпатах; у Внутрішній антиклінальній зоні, як твердять Н. І. Маслакова і М. В. Муратов (1951), палеогенові відклади незгідно і трансгресивно налягають на більш давні відклади, аж до юрських включно. Палеоген у Карпатах виявлений флішем. Усю товщу флішових відкладів вважають за можливе поділити на два комплекси, між якими виявлена місцева перерва. До нижнього комплексу включають відклади палеоценові, еоценові, нижньо- й середньоолігоценові; верхньоолігоценові відклади відносять до другого комплексу. Палеоценові відклади виявлені пісковиковою *ямненською світою* у Зовнішніх Карпатах та *лютською світою* у Внутрішній антиклінальній зоні. Лютська світа має велику потужність. Вона складена з флішового переверстування пісковиків, аргілітів і алевролітів. У відкладах ямненської та лютської світ були виявлені (Маслакова і Муратов, 1951) рештки форамініфер Globigerina triloculinoides P l u m m., Globorotalia angulata (W h i t e), Gümbelina globulosa (E h r.), Bolivina aff. plaita C a r s e y, Rzehakina epigona (R z e h a k), Ammonodiscus incertus (d'O r b.) та ін.

Таблиця 33

Порівняльна схема стратиграфічного поділу крейдових і палеогенових відкладів Східних Карпат (за М. В. Муратовим і Н. І. Маслаковою, 1951)

Система	Тектонічна зона / Вік	Внутрішня антиклінальна зона: Південно-західне крило	Внутрішня антиклінальна зона: Північно-східне крило	Центральна синклінальна зона	Зовнішня антиклінальна зона
Палеоген	Верхній олігоцен	*Рунська світа* Грубозернисті пісковики		*Верхньокросненська світа* Глинисто-піщаний фліш	*Космацька світа* Чергування пісковиків, аргілітів, глин та мергелів
	Середній олігоцен	Перерва		*Нижньокросненська світа* Різнозернисті пісковики	*Верхньоменілітова світа* Чорні аргіліти
	Нижній олігоцен	*Нижньоменілітова світа* Чорні аргіліти, кременисті вапняки й мергелі		*Нижньоменілітова світа* Чорні аргіліти, кременисті мергелі	*Нижньоменілітова світа* Чорні аргіліти, що вгорі заміняються пісковиками, мергелем і аргілітами
	Еоцен	Піщано-глинистий і піщаний фліш, на південному схилі Мармароського масиву—лінзи вапняків і конгломератів		Піщано-глинистий фліш з лінзами конгломератів і горизонтами грубих пісковиків	Піщано-глинистий фліш, всередині включає вапняки, пісковики й конгломерати. Вгорі мергелистий фліш з брилами екзотичних порід *Попельська світа*
	Палеоцен	*Лютська світа* Пісковики з пачками піщано-глинистого флішу		*Іноцерамова світа* Піщаний і піщано-глинистий фліш	*Ямненська світа* Пісковики
Крейда	Датський ярус	Перерва			*Іноцерамова світа* Піщано-глинистий фліш
	Маастрихт	*Пухівська світа* Сірі і червоні мергелі	*Свидовецька світа* Рябі аргіліти і пісковики, зелені і рябі аргіліти й пісковики		*Іноцерамова світа* Піщано-глинистий фліш
	Кампан			Не відомо	*Самбірська світа* Вапняки і мергелі з проверстками аргілітів та пісковиків
	Сантон	Перерва			
	Коньяк		*Черемошська світа* Чорні аргіліти, що вгору переходять у кварцитовидні пісковики		Відсутні. Можливо, перерва
	Турон				
	Сеноман і верхній альб	*Тисальська світа* Мергелі, вапняки і аргіліти	*Буркутська світа* Пісковики й зелені аргіліти		*Світа кременистих мергелів* Кременисті мергелі й аргіліти
	Альб—нижній і середній	Перерва			

Система	Тектонічна зона / Вік	Внутрішня антиклінальна зона: Південно-західне крило	Внутрішня антиклінальна зона: Північно-східне крило	Центральна синклінальна зона	Зовнішня антиклінальна зона
Крейда	Апт	Пісковики і конгломерат			Перерва
	Барем	Перерва	*Рахівська світа* Піщано-глинистий фліш		
	Готерив	Вапняки й мергелі			*Спаська світа* Чорні сланці
	Валанжин		Перерва		
Верхня юра	Титон	Вапняки і ефузивні породи			Вапняки

На основі складу форамініфер і за аналогією з палеоценом Кавказу ямненську і лютську світи зараховують до палеоцену.

У верхній частині палеоцен без перерви переходить в еоценовий фліш. На підставі решток форамініфер згадані дослідники виділяють фауністично охарактеризовані зони: в нижньому еоцені 1) з Globorotalia crassata (C u s h m.), 2) з G. aragonensis N u t t.; в середньому еоцені — 3) з G. crassaformis (G a l l. et W i s s l.) і 4) зону планктонних форамініфер; у верхньому еоцені — верхню частину останньої зони і 5) зону крупних глобігерин.

На еоценовому фліші всюди в Карпатах лежать нижньоолігоценові відклади, відомі під назвою нижньоменілітової серії. Нижньоолігоценовий вік їх підтверджений останнім часом за складом нумулітів Г. І. Немковим та К. Л. Хлопініним (1955). До складу цієї серії належать чорні аргіліти з проверстками пісковиків і чорного кременю. У Внутрішніх Карпатах нижньоменілітова світа включає пачки чорних і темносірих кременистих мергелів та вапняків. У відкладах цієї світи виявлені рештки риб, молюсків. За складом мікрофауни вони виділені в зону хадумських форамініфер.

Нижньоолігоценові відклади у Зовнішній антиклінальній зоні перекриті відкладами верхньоменілітової світи, теж виявленої чорними невапняковими аргілітами з проверстками пісковиків. У Центральній Карпатській синклінальній зоні над нижнім олігоценом лежить піщана нижньокросненська серія. За Н. І. Маслаковою, для неї характерні форамініфери Cibicides pseudoungerianus C u s h m., Bulimina elongata d'O r b., Gümbelina gracillima A n d r e a e та ін. Це середній олігоцен. Ще вище, без перерви, в Центральній синклінальній зоні лежать піскувато-глинисті верстви верхньокросненської світи (рис. 114), а в Зовнішній зоні — пісковики. З мікрофауни для неї характерні: Cassidulina chipolensis C u s h m. et P o n t., Globigerina danvillensis H o w e et W a l l a c e та ін. (Маслакова, 1955).

Серед відкладів флішу в радянських Карпатах О. С. Вялов вважав можливим виділити три основні типи: 1) фліш трикомпонентний, складений з пісковиків, карбонатної породи і глини; 2) фліш двокомпонентний — з переверствування пісковиків та глин; 3) туфогенний фліш, в якому, поряд з пісковиками і глинами, більш або менш туфогенними, наявні вулканічні туфи, туфобрекчії, а іноді й ефузивні породи.

Найбільш поширені в складі карпатського флішу верстви пісковиків, глини, мергелю, рідші — вапняки й конгломерати.

Пісковики флішу відзначаються винятковою змінністю. Ці породи бувають міцні і крихкі, дрібно- та грубозернисті, глинисті, вапнисті, глауконітові, бітумінозні, кременисті, часом кварцитоподібні. Наверствування їх буває правильне або косе, часто зустрічаються хвилеприбійні знаки, різні включення, сліди оповзання, нептунічні дайки, невиразні рештки організмів, сліди тварин або відбитки їх, рештки рослин — фукоїди. Часто на поверхні пісковиків спостерігається складне



Рис. 114. Кросненський пісковик. Район Сколе.

мереживо різної форми—*ієрогліфи*, і тому їх звуть ієрогліфовими. Про походження ієрогліфів є різні думки; О. С. Вялов вважає їх зафіксованими на неорганічній масі слідами діяльності організмів. Забарвлення флішових пісковиків теж винятково змінне. Серед них є відміни білого, сірого, зеленого, жовтуватого, коричньового або чорного кольорів. Залягання пісковиків часто позначається у рельєфі: вони утворюють скелі на схилах гір, пороги на ріках. З продуктів руйнування пісковиків утворюються величезні осипища, які особливо поширені в Горганах.

Так само, як пісковики, серед флішових порід дуже поширені глинисті сланці і глини.

Сланці карпатського флішу є продукт зміни глини динамічними процесами під час горотворення. Їх правильніше називати аргілітами. Забарвлення сланців переважно сіре. Поширені темносірі, бурі й чорні відміни їх.

Значне поширення серед відкладів карпатського флішу мають *роговики*, або, як їх ще звуть, *меніліти* і *лідити*. Поширені роговики у певних світах осадочних відкладів. Утворились вони за рахунок нагромадження кременистих черепашок радіолярій, голочок кременистих губок, або в результаті скрем'яніння осадків. Забарвлені меніліти переважно у темний, часто чорний, колір, але трапляються світлі і смугасті відміни. Залягають роговики у вигляді тоненьких проверстків або утворюють цілі пачки серед сланців.

У відслоненнях менілітові сланці зустрічаються рідко. Здебільшого схили гір складені сланцями, вкриті продуктами звітрювання і поросли густим лісом. Відслонення, коли вони є, розміщені лише там, де річка безпосередньо підмиває береги. У відслоненнях менілітова серія має складну поверхню. Проверстки пісковиків і кременистих порід виступають наче рубці. М'якші, глинисті, проверстки утворюють пониження. Тоненькі верстви осадочних порід яскраво передають найменші порушення у заляганні відкладів, викликані силами стиску, що діяли під час горотворення.

У відслоненнях менілітової серії також видно, як верстви різних відкладів внаслідок звітрювання розпадаються на дрібні уламки, різні



Рис. 115. Дислокації верств менілітових сланців. Район Пасічної.

за величиною і виглядом, у залежності від складу порід (рис. 115). Продукти звітрювання під впливом власної ваги і стічною водою зміщуються вниз по схилу. Біля підніжжя схилів вони нагромаджуються, утворюючи осипища, які здебільшого мають вигляд конусів. Завдяки утворенню осипищ схили повільно виположуються і з часом заростають лісом.

Карбонатні породи у карпатському флііші не мають особливо значного поширення. Негрубі верстви нумулітових вапняків виявлено лише в палеогенових товщах району Пасічної — так звані *пасічнянські* вапняки. В цілому вапняк, як і мергель, є додатковою — аддитурною породою у нормальному переверстованні флішу.

Серед мергелів карпатського флішу зустрічаються кременисті відміни — у верхах верхньої крейди, в складі ієрогліфових верств та ін.

Роговикові відклади, як і яшмову товщу, в Карпатах посилено розмивали гірські ріки, коли прискорювались підняття гірських хребтів. Уламки роговиків текуча вода розносила і відкладала на великих просторах. Зокрема, в кінці третинного і на початку четвертинного періодів Дністер розносив гальку і відкладав її на всьому просторі придністровського Поділля. Уламки роговиків у вигляді так званої карпатської гальки, виявлені аж на вододілі Дністра і Південного Бугу у Вінницькій області.

Так само як пісковики, серед флішових порід дуже поширені глини і глинисті сланці. Глини є ущільнені або тонковерствуваті, серед них

часто зустрічаються проверстки та лінзи піску, пісковиків, вапняків, карбонатних сполук заліза, включення слюди, солей, гіпсу і органічної маси. Глинисті сланці часто виявляють перехід від глинистих до піщаних і кременистих порід. У переважній більшості сланці забарвлені в темні кольори: зелені, червоні, коричньові, чорні. Глини здебільшого бувають сірі. На сланцях часто знаходять відбитки риб, рослин тощо.

Мергель у фліші дуже поширений. Він має світле або темне забарвлення, часто дає переходи від глинисто-піскуватих порід до вапняків. Він має сланцювату будову, іноді багатий на неясні рослинні залишки.

В масі флішу часто зустрічаються конкреції сферосидеритів або кременю. Часто ці включення утворюють суцільні проверстки. Кремінння має кольори чорний, голубуватий, коричньовий, червонястий тощо.

Конгломерати серед верств флішових порід мало поширені. Вони, як правило, складені з уламків більш давніх, дофлішових, відкладів. Цемент у конгломератах переважно піскувато-глинистий, рідше вапнистий або кременистий.

Флішова формація в Карпатах має винятково велике поширення. Вона займає смугу, що простягається більш як на 1200 *км;* ширина смуги 50—100 *км*.

У Східних Карпатах особливості флішових порід де в чому змінюються в залежності від віку.

Фліш тут починається товщею «чорної крейди», яка належить до нижньої частини крейдової системи.

В районі с. Довгого Підбуського відоме поширення чорних роговиків, перешарованих з чорними сланцями і верствами кварцитів. В районі Сколе і Парашки виявлені кременисті мергелі і червоні сланці. В антиклінальних складках над ними лежать іноцерамові верстви. Це переважно міцні сірі карбонатні пісковики, переверствовані з зеленуватими глинистими сланцями. До покрівлі іноцерамові верстви поступово переходять у ямненські пісковики.

У відкладах іноцерамових верств трапляються рештки головоногих молюсків Scaphites constrictus S o w., Pachydiscus neubergicus H a u e r, Baculites anceps L a m. та інші.

Ямненський пісковик лежить над іноцерамовими верствами і становить дуже характерний комплекс відкладів в усіх Східних Карпатах. Це грубоверствувата, масивна порода, що залягає товщею в 100 *м*. Пісковик на значному просторі має досить сталі літологічні ознаки. В переважній більшості випадків він світло забарвлений.

Третинний і крейдовий фліші у Карпатах пов'язані непомітними переходами. Поділяється фліш на окремі серії, взаємозв'язки між якими ще потребують дальшого уточнення. У третинному фліші найбільше значення мають ієрогліфові і попельські верстви, менілітові сланці з кременями і поляницькі, або кросненські, наверствовання.

Фліш утворювався за умов, коли Карпати зазнавали значного занурення, яке позначалось ще в першій половині крейдового періоду. Занурення було неоднаковим у різних частинах Карпат. Воно проходило одночасно з формуванням складок. У зв'язку з цим глибина моря, в якому нагромаджувався фліш, була мінлива. Мілини чергувалися з порівняно глибшими місцями. Осадки багаторазово перевідкладалися (рис. 116).

Такі умови відкладання флішу на певному етапі горотворення спостерігаються в різних гірських країнах.

Цікаву роботу по вивченню мікроскопічних скам'янілостей з карпатського флішу провели Є. В. Мятлюк (1950) і, пізніше, Н. І. Маслакова (1955). Ці дослідниці роблять спробу зіставлення стратиграфії

Таблиця 34

Порівняльна схема стратиграфічного поділу палеогену Східних Карпат і Кримо-Кавказької області
(за Н. І. Маслаковою, 1955)

Геологічний вік		Східні Карпати				Західний Крим (м. Бахчисарай, р. Альма). За матеріалами В. Г. Морозової (1946) та Р. Б. Салойлової (1946)		Північний Кавказ (Черкеський район) За матеріалами К. А. Прокопова (1938), В. Г. Морозової (1946), Н. Н. Суботіної (1938, 1947) та М. Ф. Глесснера (1937)	
Нижній міоцен				*Нижньо-соленосна світа глин*	Комплекс міоценових форамініфер			Верхній майкоп. Темносірі сланцюваті глини з фауною молюсків, їжаків та ін. нижнього міоцену	Haplophragmoides ovatus Subb., Ammodiscus incertus (d'Orb.) Bulimina cf. ovata d'Orb. та ін.
Олігоцен	Верхній	*Рунська світа* Пісковики	*Верхньокросненська світа* Ритмічне чергування пісковиків і аргілітів	*Космацька світа* Чергування пісковиків, аргілітів і глин	Bolivina dilatata Reuss, Cassidulina chipolensis Cushm. et Pont. Gümbelina gracillima Andreae, Globigerina danvillensis Howe, G. postcretacea Mjatl. та ін.			Середній майкоп. Темносірі, з коричньовим відтінком, листуваті глини, *септарійовий горизонт* внизу і *зеленчукський* вгорі	
	Середній		*Нижньокросненська світа* Пісковики	*Верхньоменілітова світа* Чорні аргіліти	Cibicides pseudoungerianus Cushm., Bulimina elongata d'Orb., Reophax duplex Orzyb.	Темносірі піритизовані глини з фауною середнього олігоцену	Cibicides pseudoungerianus Cushm.	Нижній майкоп (*балтапашинський горизонт*). Темні коричнюватосірі тонковерствуваті глини з кременистими сидеритами, лускою риб тощо	
Олігоцен	Нижній	*Нижньоменілітова світа* Чорні бітумінозні аргіліти з проверстками пісковиків, мергелів та вапняків			Підзона Cibicides lopjamicus Mjatl. / Зона хадумських форамініфер	Сірі глауконітові пісковики з Nucula compta Nyst., Cassidaria buchi Boll.	Cristellaria heramanni Andreae.	*Хадумський горизонт.* Темносірі, тонковерствуваті бітумінозні карбонати, аргіліти з Cassidaria buchi Boll., Nucula compta Nyst. та ін.	Зона форамініфер хадумського горизонту
Еоцен	Верхній				Зона Bolivira / Зона крупних Globigerina	Зеленуватожовті карбонатні глини	Almena taurica Samb. / Bifarina millepunctata (Tutk.)	*Белоглінський горизонт.* Світлозелені мергелі у верхній частині з Variamussum fallax Korob.	Зона Bolivina / Зона крупних Globigerina / Зона Globigerinoides conglobatus Brady
					Зона планктонних і бентонних форамініфер	Коричнюваті верствуваті мергелі з Lyrolepis caucasica Rom.	Аналог зони планктонних форамініфер	*Кумський горизонт.* Світлосірі, коричнюваті тонковерствуваті мергелі з Lyrolepis caucasica Rom.	Зона планктонних і бентонних форамініфер

Продовження таблиці 34

Геологічний вік		Східні Карпати				Західний Крим (м. Бахчисарай, р. Альма). За матеріалами В. Г. Морозової (1946) та Р. Б. Самойлової (1946)		Північний Кавказ (Черкеський район) За матеріалами К. А. Прокопова (1938), В. Г. Морозової (1946), Н. Н. Суботіної (1938, 1947) та М. Ф. Глесснера (1937)	
Еоцен	Середній	Змінна за літологічним складом товща переверствовання аргілітів і пісковиків з пачками пісковиків, конгломератів та вапняків			Зона Globorotalia crassaformis (Gall. et Wissl.)	Білі крейдоподібні мергелі Білі вапняки з крабами Assilina exponens Sow., Vulsella dubia d'Arch.	Зона Globorotalia crussaformis (Gall. et Wissl.)	*Зелена світа* (аналог калузького і хадиженського горизонтів західних районів)	Зона Globorotalia crassaformis (Gall. et Wissl.)
	Нижній				Зона Globorotalia aragonensis Nutt.	Вапняки з Nummulites distans Desh., N. polygyratus Desh., N. irregularis Desh.	Зона мілководних форамініфер	Зелені мергелисті аргіліти і мергелі з Phacoides Schwegeri Korob., Cordis korotkovi Korob.	Зона Globorotalia aragonensis Nutt.
					Зона Globorotalia crassata (Cushm.)	Зелені карбонатні глини з Nummulites globulus Leym. і N. atacicus Leym.	Зона Globorotalia crassata (Cushm.), Rotalia granulosa Moroz.	*Абазинська світа*. Темносірі опокоподібні аргіліти з ярозитом і проверстками світлосірих опок	Зона Globorotalia crassata (Cushm.) G. subbotinae (Moroz.)
Палеоцен	Верхній	*Лютська світа*. Пісковики		*Ямненська світа*. Пісковики	Globigerina angulata (Whitte), G. triloculinoides Plumm., Anomalina acuta Plumm. тощо і комплекс піщаних форамініфер	Голубуватосірі мергелі з Gryphaea antiqua Schwetz., Cucullaea incerta Desh. та ін.	Зона Globorotalia angulata (Whitte)	*Світа Гарячого Ключа*. Темносірі і чорні некарбонатні аргіліти	Globorotalia angulata (Whitte)
	Нижній					Дрібнодетритусові і дрібнофорамініферові вапняки з ядрами молюсків	Miliolidae, Polymorphinidae, Rotaliidae i Anomalinidae	*Ельбурганський горизонт*. Мергелі з Lembulus crassistris Koenen, Dentalium rugiferum Koenen D. indiferum Koenen, Eocydoscala crassilabrum Koenen	Зона форамініфер ельбурганського горизонту
Верхня крейда	Датський ярус			*Іноцерамова світа*	Зона датських форамініфер	Моховаткові вапняки і пісковики з Echinocorys sulcatus Goldf.	Зона датських форамініфер	Білі вапняки	Зона датських форамініфер
	Маастрихт	*Пухівська світа*. Червоні мергелі	*Свідовецька світа*. Строкатоколірні аргіліти та пісковики	Чергування пісковиків, аргілітів, рідше мергелів та вапняків	Globotruncana conica (Whitte), G. marginata (Reuss) та ін.	Мергелисті пісковики з Belemnitella americana Mort.			

палеогенових відкладів Карпат і Кримо-Кавказької області на основі їх зонального розподілу (табл. 34).

Серед третинних відкладів особливо цікава товща кросненської світи. Ю. М. Пущаровський поділяє її на дві частини: нижню — пісковикову, і верхню — звичайну, флішову. Нижня границя світи недостатньо яскрава, бо вона поступово переходить у менілітові сланці. Її доцільно проводити там, де починають переважати грубоверствуваті кросненські пісковики. Максимальна потужність світи близько 1000 *м*.



Рис. 116. Фліш. Район м. Ямного.

Нижньокросненська, пісковикова товща складена з масивних пісковикових верств, серед яких трапляються пачки темно забарвлених — коричньових, коричньовочорних, чорних — листуватих сланців. На поверхні наверствовання сланців зустрічаються ієрогліфи. Верхня частина кросненської світи складена дрібно- і середньоритмічними флішовими відкладами. За даними Ю. М. Пущаровського, нижній елемент ритмів створюють сірі дрібно- або, рідше, середньозернисті щільні карбонатні слюдисті пісковики. Вони мають хвилясту верствуватість, часто шкаралупувату, на них багато ієрогліфів. Поширення кросненських відкладів зумовлене структурою Карпат. Вони займають обширну зону Горгано-Полонинського міжгір'я, або синклінальний прогин між зовнішнім і внутрішнім антиклінальними склепіннями Карпатських гір. Відкладалася кросненська світа тоді, коли антиклінальні склепіння вказаних зон

уже оформилися. Пізніші підняття утворили гірський рельєф також у межах Горгано-Полонинського міжгір'я, яке після того уже не було під рівнем моря.

На палеогенових відкладах у прилеглих безпосередньо до Карпат районах повсюдно залягає неоген. Він має складну будову і є різним у Передкарпатті і Закарпатті.

Неоген

В межах власне гірських зон Карпат наверствовань неогенового віку немає. Вони залягають широкими смугами вздовж гір. Особливості наверствування неогену у Передкарпатті та в Закарпатті різні. Однак там і там неоген має винятково велику потужність.

Ступінь вивчення неогенових відкладів у Карпатах недостатній. В складі їх виділено велику кількість різних світ на підставі літологічних ознак. Світи мають різні місцеві назви. Тому є випадки, коли однакові за віком породи описані під різними назвами. Особливо багато місцевих світ виділено в неогені Закарпаття.

Зважаючи на стан вивченості неогенових наверствовань, особливості їх розглянемо окремо для Передкарпаття і Закарпаття.

Наверствовання неогенового віку у Передкарпатті поширені на всьому просторі від підніжжя гір до Українського кристалічного щита. Наймолодше з наверствовань неогенового віку — сарматський ярус — поширене як на платформі, так і в Передкарпатті. Давніші горизонти неогену відслонені лише в безпосередній близькості до гір. Неогенові відклади на північних схилах Карпат і в Передкарпатті вивчало багато дослідників. Найбільш обгрунтовані схеми стратиграфічного поділу неогену опрацювали О. С. Вялов, Н. Н. Суботіна та Л. С. Пішванова і М. Я. Сєрова (1955).

На думку О. С. Вялова, неоген у Передкарпатті підстелюють поляницькі верстви, які належать до верхнього олігоцену, а власне неогенові відклади починаються з найдавнішої *воротищенської* світи, що належить до ярусів бурдигал—аквітану. В нижній частині воротищенської світи О. С. Вялов виділяє нижньоворотищенські глини, верстви світ *слобідської* і *загорської*. Верхньоворотищенські глини і так звані добротівські верстви становлять верхню частину воротищенської світи. До гельветського ярусу, за Вяловим, відноситься *стебницька* світа, верхній частині якої відповідає *садзавський* горизонт.

Стебницькі верстви особливо поширені у Передкарпатті. Вони відіграють велику роль в його геологічній будові. Характерною особливістю стебницької світи є її соленосність. Склад її різноманітний. Найбільш поширені глинисті сланці, рожеві мергелі, сіль і солевмісні та гіпсоносні глини, пісковики. Ці відклади місцями настільки сильно дисльоковані, що перетворилися у брекчію.

К. З. Толвінський вважав, що солевмісні верстви в Передкарпатті простягаються більш як на 1000 *км*. Ширина смуги, в межах якої стебницькі відклади поширені між Перемишлем і Коломиєю, досягає 20—30 *км*.

У складі солевмісних глин верстви солі мають значну товщину. Поклади чистої солі виявлено у свердловині в районі Дрогобича на глибині 455—480, 520—532, 695—730 *м*. Потужність цих відкладів у свердловинах в Стебнику понад 1000 *м*; у Модричі свердловина глибиною 3000 *м* не пройшла стебницьких верств. Гірські побудови Східних Карпат у своїй зовнішній частині насунуті на стебницькі відклади.

До відкладів нижнього тортону О. С. Вялов відносить світи угерську, гіпсо-ангідритову і галицьку. Крім цього, низи верхнього тортону становлять відклади світ нижньопокутської і пістинської. До сарматського ярусу віднесено верхньопокутську світу (рис. 117).

За іншою схемою стратиграфічного розподілу передкарпатського неогену, над гіпсо-ангідритовою світою тортонського ярусу виділяється ще *косівська* світа, якій відповідають верстви *брусницькі, становецькі, коломийські, прутські* і *вербівські*. Нижче гіпсо-ангідритової товщі розміщаються верстви *вовненські*. З сарматським ярусом порівнюється *дашавська* світа; нижньому сармату відповідає *волинський* горизонт, з яким порівнюють верстви *ходковицькі* і *сторожинецькі*.

У 1949 р. ВНДГРІ запропонував ділити неоген нафтоносної зони Передкарпаття на серії: найдавнішу — воротищенську, з світами нижньою і верхньою, далі стебницьку, з садзавським горизонтом, і угерську. Верхи неогену за цим поділом становлять гіпсо-ангідритовий горизонт.



Рис. 117. Покутські верстви. Район м. Кутів.

У покутському Передкарпатті неогенові відклади мають теж дуже складне наверствування. За віком вони відносяться до сарматського ярусу, куди належать піски, пісковики і вапняки, товщиною 150—200 *м*. Тортонський ярус включає верстви *буглівські, покутські, пістинські, верхньосоленосні, стебницькі, нижньосоленосні, опільські, добротівські, шипотські. Добродійські* конгломерати і менілітові сланці підстелюють неогенові відклади.

Питання стратиграфії міоценових відкладів Передкарпаття недавно переглянула М. Я. Сєрова (1955). За її даними, неогенові відклади залягають на грубозернистих пісковиках і конгломератах космацької світи верхнього олігоцену. Нижню частину неогенової товщі складають верстви *нижньої соленосної світи* аквітан-бурдигальського віку. Після перерви на них залягає флішоподібна товща *стебницької світи*, яка порівнюється з гельветом.

До тортонського ярусу М. Я. Сєрова відносить ряд світ. В складі нижнього тортону виділяється *чаплинська* світа, з нижньою частиною сірих і оливково-зелених слюдистих пісковиків та сірих глин і, вище, нижнього глобігеринового горизонту зеленуватосірих пісковиків, глин та мергелів. У верхньому тортоні Сєрова виділила *верхню соленосну* і *покутську* світи. До складу першої віднесено сірі невапнякові засолені глини з проверстками і лінзами солі та гіпсу. В складі покутської світи Сєрова виділяє чотири горизонти, нижній з яких — верхній глобігериновий — складений переверствованням глин та пісковиків, а вищележачі — пісками, пісковиками й глинами.

В складі сарматського ярусу виділено два горизонти, складені переверствованням пісків та глин з міліоліновою мікрофауною внизу та нoніонідовою вгорі.

Відповідно до наведених даних про стратиграфію неогену на Покутті, склад їх, від наймолодших до давніших, характеризується такими особливостями. Верхню частину розрізу представляють піски, пісковики й вапняки. Нижче лежать тонковерствуваті зелені глини і піски з вугіллям; їх підстелюють знову зелені глини, з якими у передгір'ї пов'язані конгломерати. Верхні соленосні породи представлені сірими глинами з сіллю і гіпсом, внизу з рештками викопних організмів; ще нижче залягають червоні мергелисті сланці і далі знову сірі глини з сіллю та гіпсом; у самому низу неогену на Покутті залягають піски, темнобурі карбонатні глини з проверстками пісковиків.

Особливо велике значення в геологічній будові Передкарпатського прогину і Верхньотисенської западини мають соленосні відклади. Ці відклади в Передкарпатті відомі з давніх-давен. Здавна в них добували і сіль; таких місць відомо понад 100.

Соленосні відклади Передкарпаття належать до міоцену. В їх межах виділяють дві солевмісні світи: 1) нижню, нижньоміоценову; 2) верхню — верхньотортонського віку.

Нижня соленосна світа має товщину 450—600 *м*. Вона простягається вздовж контакту палеогенового флішу Карпат і неогенових відкладів Передкарпаття більш як на 200 *км*. Найбільші родовища солі пов'язані з цією світою у Стебнику. Верхня соленосна світа має меншу товщину, в середньому 300 *м*. Найбільше родовище солі, пов'язане з нею, міститься у Калуші. В цілому район між Черемошем і Саном становить область поширення, зокрема, калійних солей.

Соленосні відклади поширені також у Закарпатті. Там вони також належать до міоцену. За віком це, напевне, відклади ярусів аквітану — бурдигалу, можливо низів гельвету. Вони відповідні відкладам нижньої соленосної світи Передкарпаття.

Соленосна формація Закарпаття сильно деформована тектонічними рухами. Маси солі утворюють соляні структури, штоки, які занурились у перекриваючі соленосну формацію верстви.

Намічаються два напрямки виявлення соленосних мас. На одному з них, північно-східному, солевиявлення відомі в околицях сс. Апшиці, Солоного, Нижньої Новоселиці, по р. Лужанці біля Верхньої Новоселиці, по р. Вільховцю тощо.

Другий напрямок виявлення соляних структур маємо в центральній частині Верхньотисенської западини. По цій лінії лежать родовища солі у Солотвині, біля сс. Керекхедя, Тереблі, Олександрового, недалеко с. Данилового, Барання і Нанкового.

Соляні маси в Солотвині залягають у вигляді штоку, видовженого по простяганню і стиснутого з боків. Сіль стиснута у складки, які простягаються на північний захід. Потужність соляної товщі близько 300 *м*, але в межах штоку вона сильно збільшена (рис. 118).

Хімічний склад солі з Солотвина такий (в %):

SO_4	0,287 — 0,096	$CaSO_4$	0,08 — 0,17
Cl	60,48 — 60,31	$CaCl_2$	— — 0,09
K	— — —	$MgSO_4$	0,16 — 0,01
Na	39,27 — 39,06	$MgCl_2$	— — 0,11
Ca	0,025 — 0,082	Na_2SO_4	0 — 0,15
Mg	0,032 — 0,002		
		NaCl	99,69 — 99,27
		Глин. маси	0,05 — 0,37

За якістю сіль належить до вищих сортів і екстри. Крім родовищ солі, в Закарпатті відомо багато солоних джерел. Склад сухого залишку, наприклад, з озера в с. Олександровому становить: CaO—0,105, Mg—0,010, K—0,009, Na—10,18 *г*. У Передкарпатті сіль добувалась в околицях Добромиля (с. Лацько); пласт солі там має товщину 15—50 *м* і лежить на глибинах до 230 *м*. Склад солі такий: NaCl—24,17%; KCl—0,09; $CaCl_2$—0,02; $MgCl_2$—0,14; Na_2SO_4—нема; K_2SO_4—нема; $CaSO_4$—0,47; $MgBr_2$—0,002; $MgCO_3$—0,007; H_2O—75,09; питома вага—1,19.

В районі Делятина сіль добувають протягом понад 600 років. Соленосні верстви лежать на глибині 18—20 *м*. Ще раніш — з XII століття — відомі розробки солі у Дрогобичі, Долині; здавна розробляють сіль в околицях Калуша і Стебника.



Рис. 118. Поверхня соляного штоку і соляний карст. Солотвин.

Неогенові відклади у Закарпатті мають особливо складну будову. Поширені вони переважно в межах Верхньотисенської западини та вздовж південних схилів Вулканічного хребта. Потужність неогенових відкладів у Закарпатті досягає кількох тисяч метрів. На відміну від неогенових відкладів інших районів Української РСР, неоген Закарпаття має в своєму складі вулканогенні відклади. Наверствовання неогену Закарпаття вивчали Н. П. Єрмаков, І. Б. Плєшаков, І. А. Коробков та ін.

Н. П. Єрмаков у 1948 р. виділив у неогені Закарпаття ряд ярусів і відповідних їм серій.

Найдавніший з них аквітанський ярус з лужансько-апшицькою серією. Ці відклади підстелює палеогеновий фліш. В їх складі виявлені лужанські конгломерати, апшицькі пісковики і нижня гіпсоносна світа глин, пісковиків, кам'яної солі, гіпсу та ангідриту.

Вище залягає гельветський ярус і відповідна йому солотвино-новоселицька серія. До її складу віднесено *середню соленосну* світу глин з проверстками пісковиків, вище—*росульські* пісковики і сланці, *нижні, солотвинські* верстви вулканічних туфів, *галагошські* пісковики, *тереблинську* флішоподібну формацію, верхні, *новоселицькі* верстви вулканічних туфів і *верхню соленосну* світу глин.

Ще вище у розрізі неогену виділено тортонський ярус і відповідну йому тересвинську серію. Вона починається *з керекхедських* конгломератів, над якими залягають *салдабашські* глини й

Таблиця 35

Схема стратиграфічного поділу неогенових відкладів радянського Закарпаття
(Н. П. Єрмаков, 1948)

Вік	Серія	Світи, горизонти і літологічний склад	Корисні копалини
Четвертинний Верхній і середній пліоцен	Тисенська, Берегівська, Ільницька	Глини, піски, галечники, ліпарити, дацити і їх туфи. Озерно-болотні відклади—піски, глини, туфи «Верхні» андезити «Верхні» андезитові туфи	Торф, каолін, лігніти, мінеральні фарби
Понт	Ужгород-хустська	Середні андезити, андезито-базальти і базальти «Нижні» туфи і туфіти	Кам'яні будівельні матеріали. Мінеральні фарби
Меотис Нижній паннон	Кошелево-велятинська	«Нижні» андезити Глини, пісковики, туфіти	Буре вугілля, бентонітові глини
Сармат—нижній і середній	Вишково-березинська	«Ракошинська» флішоподібна світа глинистих сланців з проверстками пісковиків «Капуцинські» туфи і «городищенські» конгломерати «Грендешська» флішоподібна світа	Сульфіди (інтрузії гранодіоритів, порфіритів та дацитів)
Тортон	Тересвинська	«Ірголецька» світа пісковиків з проверстками сланців та конгломератів «Усть-угольські» глини «Лужська» світа конгломератів та пісковиків «Ньяговські» конгломерати «Салдабашські» глини і пісковики Керекхедські конгломерати	Кам'яне вугілля
Гельвет	Солотвино-новоселицька	Верхня соленосна світа глин Верхні («новоселицькі») дацитові туфи й туфіти Тереблинська флішоїдна світа «Галагошські» пісковики Нижні («солотвинські») дацитові туфи «Росульські» пісковики і сланці Середня соленосна світа глин з проверстками пісковиків	Кам'яна сіль Нафта (?), газ Кам'яна сіль, нафта, газ
Аквітан Бурдигал	Лужансько-апшицька	Нижня гіпсоносна світа глин, пісковиків, кам'яної солі, гіпсу й ангідриту «Апшицькі» пісковики Лужанські базальні конгломерати	Гіпс і ангідрит
Палеоген			

пісковики, *ньяговські* конгломерати, *лужська* світа конгломератів та пісковиків, *усть-угольські* глини і *ірголецька* світа пісковиків з проверстками сланців та конгломератів.

Подальший ярус — сарматський і відповідна йому вишково-березнинська серія. В основі її залягають верстви *грендешської* флішоподібної світи, над ними *капуцинські* туфи і *городищенські* конгломерати та *ракошинська* флішоподібна світа глинистих сланців з проверстками пісковиків.

Таблиця 36

Схема стратиграфії неогенових відкладів Закарпаття
(І. Б. Плешаков, 1949)

<table>
<tr><td>Верхній міоцен—пліоцен</td><td colspan="3">Гутинська вулканогенна формація, понад 1000 *м*</td><td colspan="2">Вугленосні піщано-глинисті відклади (Ільниця, Вишкове), переверствовані з грубими вулканогенними відкладами—андезитами, базальтами і їх туфами. Незгідність</td></tr>
<tr><td rowspan="4">Тортон</td><td rowspan="9">Мармароська (соленосна) формація</td><td rowspan="2">Апшинська серія</td><td>Стрембенська світа, близько 1000 *м*</td><td colspan="2">Переверствування конгломератів, пісковиків та глин. Незгідність</td></tr>
<tr><td>Бешикурська світа, близько 1000 *м*</td><td colspan="2">Пісковики та глини з пачкою конгломератів в основі. Незгідність</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Тересвинська серія</td><td rowspan="2">Понад 2000 *м*</td><td colspan="2">Переверствування глин та пісковиків з проверстками конгломератів. Місцями поодинокі проверстки вугілля (Ганичі). Фауна морських молюсків та форамініфер</td></tr>
<tr><td colspan="2">Ньяговський конгломератовий горизонт. Місцями незгідність</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Гальвет</td><td rowspan="5">Тисенська серія</td><td rowspan="2">Хустецька світа, понад 1000 *м*</td><td colspan="2">Глини, часто переверствовані з пісковиком; внизу лежить ганицький соленосний горизонт. Фауна форамініфер і, місцями, молюсків</td></tr>
<tr><td colspan="2">Новоселицький туфовий горизонт, товщ. 20—100 *м* і більше. Місцями в основі базальний конгломерат товщиною 0—25 *м*. Місцева незгідність</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Бурдигал (?)</td><td>Солотвинська світа, понад 1000 *м*</td><td>Глини, часто переверствовані з пісковиком і двома грубими (до 50 *м*) верствами дацитових туфів. Фауна форамініфер</td><td rowspan="4">Випадають з розрізу (виклинюються) по північній частині западини</td></tr>
<tr><td colspan="2">Пропуск у розрізі</td></tr>
<tr><td colspan="2">Тереблинський соляний горизонт, товщ. 120—150 *м*</td></tr>
<tr><td colspan="5">Пропуск у розрізі</td></tr>
<tr><td>Палеоген</td><td colspan="5">**Фліш (на північній частині западини)**</td></tr>
</table>

У верхній частині розрізу неогену Н. П. Єрмаков виділив меотичний ярус, якому відповідають кошелево-велятинська і ужгород-хустська серії. Остання охоплює верстви, відповідні також понтичному ярусу. Починається ця товща верствами глин, пісковиків і вулканічних туфових порід, над якими лежать виверженi вулканічні породи — андезити, андезито-базальти, базальти, переверствовані з вулканічними туфами. Завершуються неогенові відклади, за даними Єрмакова, наверствованнями серій ільницької, берегівської і тисенської. В їх складі виявлені озерно-болотні піски, глини, туфи, вулканічні виверженi породи — ліпарити й туфи, а також глини, піски й конгломерати. Такі відклади характеризують також і четвертинну систему.

У тому ж 1948 р. І. Б. Плешаков запропонував ще одну схему стратиграфічного розподілу неогену Закарпаття, в якій об'єднав відомі і виділив нові серії відкладів.

Обидва ці проекти стратиграфічного поділу неогенових відкладів Закарпаття потребують дальшого уточнення і обгрунтування. Як робочі схеми ми обидві їх наводимо (таблиці 35, 36).

Відслонення неогенових відкладів у Закарпатті зустрічаються досить рідко, особливо їх нижніх світ. Серед останніх цікаве залягання нижніх верств тисенської серії, з якою пов'язані поклади кам'яної солі. Соленосні верстви і сіль в Закарпатті залягають в ядрах антиклінальних складок і місцями витиснуті горотворними силами на поверхню. Сама тисенська серія має потужність близько 2500 *м*. Л. С. Пішванова поділяє її на світи, знизу вгору: тереблянську, солотвинську і хустецьку.

За її даними, в глинах Солотвина виявлено черепашки Miliolina aff. akneriana d'Orb., Gümbelina ex gr. globifera (Reuss), Bulimina elongata d'Orb., Bolivina ex gr. spathulata (Will.), Globigerina aff. bulloides d'Orb., Gl. aff. tarchanensis Subb. et Chutz., Globigerinella ex gr. aspera (Ehr.).

Рештки форамініфер у відкладах солотвинської світи більш різноманітні, численні черепашки аглютиновані. З них виявлено Bathysiphon (?) hirudiformis (Suzin), Rhabctamina sp., Hyperammina sp. та ін. З форамініфер, які мають вапняні черепашки, виявлені представники родини Buliminidae, далі Globigerina bulloides d'Orb. та ін.

У відкладах хустецької світи, представлених внизу дацитовими туфами, далі — глинами з проверстками пісковиків товщиною близько 1000 *м*, виявлено рештки форамініфер, близьких за складом до решток, поширених у солотвинській світі. Серед форм з піщаною черепашкою визначено Bathysiphon (?) hirudiformis (Suzin), Haplophragmoides aff. rotundidorsatus (Hantk.), Ammobaculites sp. та ін. Серед форамініфер з вапняною черепашкою виявлені Bulimina elongata d'Orb., B. ovata d'Orb., B. pupoides d'Orb., Bolivina ex gr. dilatata Reuss, Uvigerina pygmea d'Orb., U. asperula Czjzek і т. д.

За складом фауна форамініфер тисенської серії відповідає середньоміоценовій фауні Віденського басейну. За станом роззитку фауна хустецької світи (гельвет) свідчить про нормальну солоність моря, в якому вона мешкала.

В 1948 р. І. О. Коробков і І. Б. Плешаков вивчили рештки викопних молюсків з неогену Закарпаття (табл. 37). У верствах хустецької світи ці дослідники визначили черепашки: Tellina planata L., T. (Peranaea) zonaria Bast., Meretrix erycinoides Lam., M. italica Defr., M. gigas Lam., Discors discrepans Bast., Solen cf. subfragilis Eichw., Corbula basteroti Hörn., Chione subexcentrica d'Orb., Tapes (Callistotapes) aff. deshayesi Benoist, T. vetulus Bast., T. bonoisti Cossm. et Peyr., Pecten besseri Andr.

Фауна пізнішої, тересвинської, серії тортону більш численна. В її складі перераховуються: Nucula mayeri Hörn., Ostrea gryphoides Schloth. var gingensis Schloth., O. cochllar Poli, O. digitalina Dub., Anomia ephippium L. var. rugulosostriata Br., A. striata Lam., Pecten besseri Andr., Solenocurtus antiquatus Pult., Pinna pectinata var. brocchi d'Orb., Chione multilamellata Lam., Ch. basteroti Lam., Ch. haidingeri Hörn., Ch. crassa Coss. et Peyr., Corbula basteroti Hörn., C. gibba Olivi, Tapes vetulus Bast., Cardium turonense Mayer, C. preechinatum Hilb., C. papillosum Poli.

В туфовій опалізованій породі с. Заднього, південніше г. Клобук, виявлені рештки рослин, серед яких визначено вічнозелені (Байковський): Laurus quiscardii Gaud. et Strozzi, L. princeps Heer, Cinnamonum lanceolatum Ung., C. scheuchzeri Heer, Platanus sp., Alangium aequalir

Таблиця 37

Схема стратиграфії неогенових відкладів Закарпатської області УРСР
(Склав І. Б. Плешаков, вік—за І. О. Коробковим, 1948)

Вік		Серія	Світа	Максимальна товщина в *м*	Літологічна характеристика
Середній і верхній пліоцен			Ільницька	>150	Глини з проверстками пісковиків і туфів. Верстви туфів. Незгідність
Нижній пліоцен—верхній міоцен	Паннон		Гутинська	600	Андезити, базальти, дацити і їх туфи. Різка незгідність
			Ізівська	200	Туфи, туфобрекчії, туфогенні пісковики і глини з Congeria. Незгідність
Верхній міоцен	Сармат		Ліпшинська	400	Глини з проверстками пісковиків і туфів. Верстви бурого вугілля. Незгідність
			Вишківська	700	Глини з проверстками пісковиків. Грубі горизонти світлих туфів
Середній міоцен	Тортон	Апшинська			Пропуск у розрізі. Незгідність (?)
			Прегудська	800	Конгломерати, пісковики і глини. Незгідність
			Стрембенська	600	Конгломерати, пісковики і глини. Незгідність
			Басхевська	600	Конгломерати, пісковики і глини. Незгідність
			Бешикурська	500	Конгломерати, пісковики і глини. Незгідність
		Тересвинська	Вульховецька	700	Тернівська підсвіта (500 *м*)—глини, рідко з проверстками конгломератів
					Нересницька підсвіта (200 *м*)—чергування грубих пісковиків і глин. Проверстки конгломератів
			Тячівська	1200	Переверствовання глин і пісковиків. В нижній частині проверсток туфу в 2 *м*
			Ньяговська	600	Глини з поодинокими проверстками пісковиків
					Конгломератовий горизонт (150 *м*). Незгідність
Середній міоцен	Гельвет	Тисенська	Хустецька	1000	Глини з проверстками пісковиків, у нижній частині соленосний горизонт (Новоселиця—Апшиця)
					Новоселицький горизонт дацитових туфів (до 200 *м*)
					Терешульський базальний конгломерат (до 100 *м*). Незгідність
			Солотвинська	>1350	Глодська підсвіта (700 *м*)—глини переверствовані з пісковиком. В основі дацитовий туф (40 *м*)
					Банська підсвіта (240 *м*)—глини, переверствовані з пісковиками. В основі дацитовий туф (40 *м*)
					Затонська підсвіта (400 *м*)— глини, часто переверствовані з пісковиком і двома проверстками туфу (до 1 *м*)
			Перерва в розрізі		
Нижній міоцен	Бурдигал		Тереблинська	>250	Сіль. У верхній частині чиста, нижче з проверстками глини
Перерва в розрізі					
Палеоген					Фліш

folium (G o e p p.) K r y s h t. et B o r s u k., Terminalia radobojensis U n g.

Ця рослинність близька до аквітанської флори Чехословаччини, с. Шестеринців на Поділлі, Змієва на Харківщині тощо.

Верхньоміоценова викопна флора виявлена у численних родовищах Ужгорода, Ільниці, Хуста, по берегах р. Ріки та ін. В її складі, серед понад 50 видів, є, зокрема: Pteris crenata W e b., Osmunda Heeri G a u d., Pinus sp., Sequoia Langsdorfii (B r o n g n.) H e e r, Taxodium dubium (S t e r n b.) H e e r, Lalix longa A. B r., ільм, береза, дуб, платан, клен та ін.

Вулканічні породи Закарпаття належать, в основному, до міоцену і, почасти, до пліоцену. Серед них, за послідовністю виверження, виділяються: андезито-дацитова товща внизу, авгіто-гіперстенові породи всередині, і андезито-базальти вгорі. Докладну петрографічну характеристику їх дали В. С. Соболєв із співробітниками (1955).

Андезито-дацити яскраво виявлені в межах Синяка і в інших частинах Вулканічних Карпат (рис. 119). За петрографічними особливостями це щільні склуваті породи темного забарвлення з білими включеннями плагіоклазу. Основну масу їх становлять мікроліти мінералу

андезину і гіперстену, зцементовані прозорим вулканічним склом. З інших мінералів відомі кварц, калійовий польовий шпат, авгіт, рогова обманка і біотит. Середній хімічний склад їх з родовищ Синяка і Чорної Гори біля Виноградова характеризують такі відомі в літературі дані:

SiO_2	57,20—60,09	MgO	1,82—1,46
TiO_2	0,78— 1,62	K_2O	1,20—0,44
Al_2O_3	19,16—16,38	Na_2O	3,20—5,53
Fe_2O_3	3,33— 4,77	P_2O_5	0,29— —
FeO	3,33— 4,16	SO_3	0,05— —
MnO	0,12— 0,15	H_2O	1,42— —
CaO	6,05— 4,63	В. п. п.	1,77—1,05

Авгіто-гіперстенові андезити являють собою породи щільні, сірого або темносірого забарвлення з вкрапленнями плагіоклазів світлішого



Рис. 119. Вулканогенні відклади. Район Мукачева.

кольору. Основна маса їх складається з мікролітів андезину, піроксену і рудного мінералу. Є включення кварцу, калійового польового шпату. Їх структура флюїдальна, і переходами вони пов'язані з андезито-дацитами.

Хімічний склад авгіто-гіперстенового андезиту, за визначенням Л. Г. Ткачука, характеризують такі дані:

SiO_2	55,80	K_2O	1,40
TiO_2	3,60	Na_2O	3,62
Al_2O_3	15,85	P_2O_5	0,38
Fe_2O_3	6,42	SO_3	0,08
FeO	3,60	Cl	сліди
MnO	0,09	H_2O	0,36
CaO	6,00	В. п. п.	1,04
MgO	2,17		
		Разом	99,51

Орографічно найвищі частини і вододільні гребені Вулканічного хребта Карпат у більшості складені з олівінових базальтів і андезито-базальтів. Вони ж становлять окремі вулканічні масиви, як-от: Анталівська Поляна, Великий Діл, Малий Синяк, Мартинський Камінь тощо.

Залягають олівінові базальти у вигляді покриву товщиною в кілька сот метрів. Вилилися вони у післясарматський час. Про це свідчить налягання олівінового базальту в околицях с. Лукового на розмиту антиклінальну складку, в ядрі якої лежить сіра глина нижньосарматського віку.

Олівінові базальти і андезито-базальти являють собою породу чорного кольору. Під мікроскопом видна їх порфірова структура. Серед їх мінералів переважають плагіоклаз, авгіт, рудні, зцементовані вулканічним склом темного кольору.

Хімічний склад цих порід такий (за даними експедиції О. О. Богданова):

SiO_2	53,30—56,80	K_2O	1,25 —3,3
TiO_2	2,45—сліди	Na_2O	3,10 —3,2
Al_2O_3	18,47—16,7	P_2O_5	0,89 —0,10
Fe_2O_3	2,57— 7,8	SO_3	0,1 —0,00
FeO	4,16— 0,00	Cl	сліди— —
MnO	0,25— 0,00	H_2O	0,80 —1,4
CaO	9,00— 8,5	В. п. п.	0,80 — —
MgO	3,14— 3,0		
		Разом	100,32

Крім покривних ефузивних утворень, в межах Вулканічних Карпат мають місце і інтрузивні форми. У переважній більшості випадків вони складені з дацитів, діорит-порфіритів, кварцових діорит-порфіритів тощо. Дацитові куполи відомі в районі г. Чорної, біля с. Рокосова та ін.

В дацитах виявлені численні порожнечі, які часто виповнені кальцитом і кварцом. У них зустрічаються у великій кількості ксеноліти і шлірові утворення. За даними В. С. Соболєва, останні складаються з включень споріднених виверженних порід і ороговикованих осадочних відкладів. За хімічним складом дацити наближаються до середнього типу андезито-дацитів:

SiO_2	65,00	K_2O	2,60
TiO_2	1,67	Na_2O	5,14
Al_2O_3	12,37	P_2O_5	1,07
Fe_2O_3	3,38	SO_3	0,21
FeO	2,44	Cl	сліди
MnO	0,22	H_2O	1,00
CaO	3,30	В. п. п.	1,00
MgO	1,21		
		Разом	100,61

Андезито-дацити утворюють невеликі куполи і некки вздовж північного підніжжя Вулканічного хребта. Вони не відрізняються від тих андезито-дацитів, що утворюють вулканічні покриви.

Ще один тип гірських порід, поширених в межах Вулканічних Карпат, являють собою діорит-порфірити і діорит-порфіри. Вони утворюють куполоподібні поклади порівнюючи невеликого розміру, типово виявлені в околицях м. Вишкова. Здебільшого це дрібнозернисті сірі, темносірі або зеленуватого забарвлення породи, досить мінливого мінералогічного складу, звичайного для вулканічних порід Закарпаття. Варт відзначити те, що вони завжди містять пірит, а також хлорит і карбонати.

Хімічний склад, на прикладі вишківського кварцового діорит-порфіриту, такий:

SiO_2	62,00	CaO	5,33
TiO_2	0,65	K_2O	1,74
Al_2O_3	14,53	Na_2O	3,71
Fe_2O_3	4,92	P_2O_5	сліди
FeO	1,86	H_2O	1,16
MnO	0,10	В. п. п.	2,02
		Разом	98,02

Третинні відклади в Карпатах мають велике поширення і різноманітний склад. Порівняння їх з третинними відкладами платформеної частини Української РСР і Криму поки що дуже утруднене. Ревізія обгрунтування численних схем стратиграфічного поділу третинних відкладів Східних Карпат і уніфікація номенклатури стратиграфічних підподілів їх є невідкладним завданням.

Четвертинна система

З геологічних наверствовань у Карпатах відклади четвертинної системи найменш досліджені. Вони мають складну будову, різну в горах, у Передкарпатті і Закарпатті.

В Карпатах поширені різні генетичні типи четвертинних відкладів: льодовикові, флювіогляціально-алювіальні, або терасові, та елювіально-делювіальні. Льодовикові відклади поширені в найвищих частинах Карпат. Вони представлені моренами на схилах Полонинського хребта, в Горганах, на Свидівці, в Чорногорах і на Рахівському масиві (рис. 120). Морени складені з грубоуламкового, слабо заокругленого матеріалу. На підставі їх поширення можна вважати, що в четвертинному періоді в Карпатах було поширене зледеніння скандінавського типу. Льодовикові шапки лежали на плоских високорівнях полонин; значних долинних льодовиків не було. Велике поширення мали карові льодовики. Наявні матеріали не дають підстав для висновку про багатократність зледеніння. Найбільш імовірно припускати, виходячи з поширення морен, що в історії розвитку сучасних Карпат було лише одне зледеніння за всю льодовикову епоху. А за весь плейстоцен зледеніння Карпат досягло максимуму під час найбільшого, дніпровського, зледеніння. Свідками зледеніння в Карпатах лишилися численні морени, льодовикові форми рельефу та реліктова льодовикова рослинність.



Рис. 120. Морена. Полонина Рівна.

Із зледенінням Карпат, з їх тектонікою було пов'язане утворення флювіогляціально-алювіальних терасових відкладів. Долини карпатських рік мають багато ступенів терас, які потребують дальшої ув'язки. Попереднє порівняння терас в річкових долинах Карпат дає картину, відбиту в табл. 38.

Таблиця 38

Схема синхронізації терас карпатських рік
(Г. П. Алфер'єв, 1948)

Геологічний вік	р. Білка (Ромер та Галицький)	р. Дністер (Алфер'єв, Тейсейр)	р. Прут (Павловський, Савицький, Тейсейр)	Арджен (верхній) (Вальсан, Мартонн, Анатазіу)	Верхня Тиса	Нижня Тиса (Алфер'єв, Трейцін)	р. Марош (Вайна, Ференц, Лоці)
Голоцен	0,5—1,5 м	0,75—2,00 м	2,00 м	?	?	Нема; 5—7—11 м	?
Вюрм	5 м 10—12 м	5 м 12—25 El. primigenius 30—40 м	6 м 15 м 23 м	10—15 м El. primigenius 35—40 м El. primigenius; „terra rossa“	? 25 м 40 м	10—12 м El. primigenius, Rh. antiquitatus, Rh. tichorhinchus, Cervus elaphus Bison priscus та ін. 12—15 м	20 м El. primigenius, Ursus spelacus (?)
Рис-вюрм Рис	35 м	50—60 м	30—50 м	55—60 м	60—70 м	Іржаві піски 40—50 м Піски Нівершаг	40 м 60 м El. primigenius
Міндель-рис Міндель	85—100 м	70—100 м	100 м	Elephas antinus, Hyacna striata, Machairodus latideus 85—90 м	120—140 м	Нижній лес Нижній пісок Глиб. 40—140 м	?
Верхній пліоцен	?	150 м	100—150 м	150 м Mastodon arvernensis El. meridionalis, E. issiodorensis Macacus florentinus Віллафранк—левантин	180—200 м	Червоні глини, галечник левантинський—верстви глиб. 50—200 м	180—190 м Mastodon arvernensis
Міоцен	?	180—200 м	220 м	?	300 м	?	?
Місце спостережень	Біля Юргови	Нижче Ст. Самбора	Вихід з гір	Вихід з гір	Хустські ворота	Нижче м. Чопа	Середня течія

У післяльодовиковий час і в сучасну епоху карпатські ріки поглиблюють свої долини і нагромаджують наноси в межах своїх русел та заплав. Річкові наноси різного віку мають особливе поширення на рівнинних просторах Передкарпаття і Закарпаття (рис. 121). На цих відкладах утворилися грунти.

Тераси в горах і передгір'ях складені з піщано-галечникових відкладів. Підпорядковане значення мають терасові алювіальні суглинки, часом лесоподібні. Такі суглинки відомі в районі Старого Самбора на



Рис. 121. Валуни на заплаві Бистриці Надвірнянської.

терасах Дністра, в районі Чернівців на терасах Пруту, в районі Хуста на терасах Тиси і в інших річкових долинах.

Значно більш поширені лесоподібні суглинки біля підніжжя хребтів. У цих місцях вони пов'язані з плащами та конусами елювіально-делювіальних відкладів, що вкривають більшість схилів гір у Карпатах. Лесоподібні суглинки залягають на різних породах, зокрема на вулканічних утворах, як це можна спостерігати в районі Ужгорода, Берегового та в інших місцях (рис. 122).

В товщах лесоподібних суглинків місцями виявлені проверстки викопних грунтів, але виключно місцевого значення.

Умови розвитку геологічної будови Східних Карпат сприяли утворенню в їх надрах численних і різних видів мінеральної сировини. Серед корисних копалин Карпат відомі різні рудні поклади, горючі копалини, родовища солі, численні види нерудної сировини, мінеральні джерела та ін.

4. ТЕКТОНІКА І ВУЛКАНІЗМ

Геологічна структура Карпат дуже складна. Її особливості вивчало багато дослідників, думки яких висвітлені в розділі про історію геологічного вивчення Східних Карпат.

За радянського часу тектоніку Карпат описували К. З. Толвінський, В. І. Славін, М. М. Жуков, М. В. Муратов, М. Р. Ладиженський, О. С. Вялов, О. О. Богданов, В. Г. Бондарчук та ін.

Тепер існує ряд схем тектоніки Карпат, які часом принципово відрізняються одна від одної.

Геологічна структура Східних Карпат

На своїй схематичній карті тектоніки Карпат і прилеглих районів К. З. Толвінський (1941) виділяє Подільську плиту, далі Передгір'я, для якого, на його думку, характерна соляна тектоніка. В межах власне Карпат виділено Скибову зону, Центральну Карпатську депресію, Магурсько-Чорногорський покрив («плащовину») і Вулканічні Карпати.



Рис. 122. Лесоподібні суглинки на вулканічних породах. Берегове.

Особливу увагу Толвінського привертала Скибова зона. Її він назвав так за уявленням, що в її будові переважають насуви-луски, які, наче скиби, перекривають одна одну.

М. В. Муратов (1947) твердив, що Східні Карпати мають риси будови, типові для антиклінальних складчастих побудов. В їх межах він виділяв: 1) Прикарпаття, з зоною западин на палеозойсько-мезозойській основі, 2) зовнішню підзону північно-східного крила Карпат, 3) внутрішню підзону північно-східного крила мегаантиклінали Східних Карпат і синклінорію гір Муреші і Банату, 4) внутрішні палеозойські ядра і екзотичні скелі антиклінальної дуги Карпат, 5) південно-західне крило мегаантиклінали Східних Карпат, 6) неогенові ефузиви і неогенову западину Закарпаття. Цю схему М. В. Муратов і Н. І. Маслакова дещо уточнили в 1952 р. На їх думку, в сучасній тектонічній структурі Східних Карпат та в місцевостях, що до них безпосередньо прилягають, виділяються п'ять тектонічних зон, три з яких — Зовнішня антиклінальна зона, Центральна синклінальна зона і Внутрішня антиклінальна зона — становлять власне гірську область Східних Карпат.

В. І. Славін (1947) в структурі Карпат виділяв: 1) Передовий прогин, розміщений між Карпатами і Російською платформою, 2) Скибову зону, 3) Центральну Карпатську депресію, 4) Магурську зону, 5) Зону Головного антиклінорію і давніх покривів, 6) Внутрішні западини, 7) Внутрішні масиви і 8) Угорську западину. На думку Славіна, в структурі фундаменту внутрішньої частини Карпат, тобто в межах Угорської западини, велике значення мають розломи.

Структуру Карпат і нову схему їх тектоніки в 1949 р. розробив О. О. Богданов. Він вважав, що геологічна структура Карпат більш від-

повідає типу складчастої структури Кавказу, а не гіпотетичній покривній будові Швейцарських Альп. В структурі Карпат він виділяє такі тектонічні елементи: 1) Передкарпатський прогин, в межах якого виявлені: зовнішня і внутрішня зони і підняті ділянки складчастого фундаменту внутрішньої зони прогину; 2) складчаста область Східних Карпат, з зонами: а) Зовнішньою антиклінальною, б) Центральною синклінальною, яка включає ділянки з піднятою складчастою основою, в) Внутрішньою антиклінальною, з виступами давніх кристалічних порід, або ядром даної зони, г) закарпатськими западинами — Чоп-Мукачівською і Верхньотисенською, д) зоною поширення міоценових і пліоценових вулканічних порід та е) Угорською серединною масою.

О. С. Вялов (1953) виділяє три тектонічні області: Карпатський передовий прогин, Карпатську складчасту область і область Закарпатського внутрішнього прогину. В кожній області він виділяє структурні зони і підзони. Його схема тектонічного районування Карпат має такий вигляд:

I. Область Карпатського передового прогину:
 1. Зовнішня (північна) зона;
 2. Внутрішня (південна) зона:
  а) дрогобицька (північна) підзона,
  б) долинська (центральна) підзона,
  в) бориславська (південна) підзона.
II. Карпатська складчаста область:
 1. Зовнішні Карпати:
  а) Скибова зона,
  б) Кросненська зона;
 2. Внутрішні Карпати:
  а) Магурська зона,
  б) Мармароська зона,
  в) Зона екзотичних скель.
III. Область Закарпатського внутрішнього прогину:
  а) Вулканічна (Вигорлат-Гутинська) зона,
  б) Солотвинська зона,
  в) Чопська зона.

Нову схему тектоніки Карпат розроблено в останні роки нами (Бондарчук, 1954, 1955).

Розбіжність в уявленнях про основні риси геологічної структури Карпат свідчить про необхідність дальшого поглиблення її вивчення. Наведені узагальнення і районування геологічної структури гір слід розглядати як робочі схеми, як визначення того кола питань, яке цікавить окремих дослідників. Ці узагальнення свідчать також про те, що в структурному відношенні територія радянських Східних Карпат неоднорідна. Вони об'єднують різні геологоісторичні елементи з характерними фаціальними особливостями складу порід, тектоніки, розподілу корисних копалин і певними власними рисами історії геологічного розвитку.

Складові структурні елементи радянських Східних Карпат видовжені з північного заходу на південний схід. Гори мають зональну будову. Зональність у розподілі структурних елементів виявлена також у прилеглих Прикарпатті і Закарпатті, що формувалися у генетичному зв'язку з цими горами; тимчасом і структурно і геоморфологічно вони різко відрізняються від власне Карпат. На цій підставі ми, як і багато інших дослідників, виділяємо три геоструктурні області: Передкарпаття, Карпати і Закарпаття.

Виділення структурних зон і підзон в межах тектонічних областей здійснюється на основі дослідження стратиграфії, фаціальних особливостей, складу гірських порід і тектоніки, різних в різних частинах цих областей.

Питання морфології тектонічних елементів Східних Карпат висвітлене лише в загальних рисах. Аналіз структурної геології цього краю — завдання наступних досліджень. Зважаючи на це, ми обмежимося лише загальною характеристикою окремих структурних зон.

К а р п а т с ь к и й п е р е д о в и й п р о г и н розміщений між південно-західним краєм Російської платформи і Карпатами. В його межах виділяються зовнішня і внутрішня зони.

В основі *зовнішньої зони,* на більшій частині її території, залягають палеозойські і мезозойські відклади платформеного типу. Прогин виповнений осадочними товщами мезозойського і кайнозойського віку. Починаючи з низів верхнього тортону і нижче осадочні відклади, за сейсмічними даними, підтвердженими бурінням, порушені численними поздовжніми і поперечними скидами. Амплітуда переміщень поздовжніх скидів вимірюється 10—12, а подекуди досягає 500—700 *м.* У цілому зовнішня зона Карпатського передового прогину має скибову структуру.

Найбільші серед поперечних розломів прогину починаються в межах платформи і продовжуються в Карпатах. Найбільші з них виявлені в районі Коломиї, м. Стрия, а також Дрогобича — Судової Вишні. З розломами пов'язані окремі магнітні аномалії, викликані, очевидно, інтрузіями магматичних мас в осадочні відклади.

Межа між зовнішньою і внутрішньою зонами Передкарпатського прогину проходить по контакту стебницьких відкладів з верхньотортонськими. Зчленування цих зон характеризується різкою зміною кутів нахилу осадочних порід і зміною платформеного їх типу геосинклінальним.

Будова *внутрішньої зони* передового прогину характеризується наявністю глибоких, вузьких синклінальних прогинів, що поділяють антиклінальні перегини верств, видовжені у північно-західному напрямку. Антиклінальні перегини мають асиметричну будову. Крутішими є їх північно-східні крила; вони утворюють кілька поздовжніх смуг.

Внутрішній край внутрішньої зони Карпатського передового прогину простежується лише за геофізичними даними. Він проходить південно-західніше зовнішніх схилів Карпатських гір. Скибові Карпати насунуті на внутрішню зону передового прогину на протязі 5—15 *км.*

Карпатський передовий прогин на більшому своєму протязі розміщений в зоні тектонічного шва герцинських структур і Російської платформи. Під час розвитку Карпатської (альпійської) геосинкліналі і альпійського орогенезу ця зона була втягнута в область тектонічних перетворень. Сколювання поширилось на окраїнну зону Російської платформи, відторгнуті блоки якої були занурені на значну глибину.

Доказів наявності реліктів каледонських структур у зоні зчленування платформи і герцинід, асимільованих передовим прогином, не виявлено.

Початок формування Карпатського передового прогину відноситься до *першої половини юрського періоду.* В той час стала переформовуватись уся область герцинід, що займали простір між Добруджею і Келецько-Сандомірськими горами. Розчленування та занурення герцинід супроводилось потужними вулканічними виверженнями.

Формування прогину і виповнення його осадочними відкладами саме в юрському періоді підтверджуються наявністю потужної юрської товщі в районі Стрия. Північно-східний край юрського прогину проходить в районі Угерська, де має вигляд скиду великої амплітуди. Подібну будову має також так званий Добруджинський прогин на південному заході УРСР, що, очевидно, разом з Передкарпатським, ста-

новить єдину структурну зону облямовання прикарпатського краю Російської платформи.

Межа гірської зони Карпат і Передкарпаття вторинна. Складчасті гірські спорудження насунуті на внутрішню зону передового прогину і підносяться над його поверхнею різким уступом. Завдяки цій особливості зовнішні хребти утворюють немовби берег ріки, і їх часто описують під назвою Берегових Карпат.

Схематично північно-східний край гір проходить у напрямку: Старий Самбір, Борислав, південніше Болехова і Долини на Майдан, Надвірну, північніше Делятина, на Косів, Кути, Вижницю, Бергомет, до південного сходу на Банилів, Красну Путню і далі. На південний захід від цієї лінії простягається Карпатська гірська зона.

Південний край гірської країни Східних Карпат проходить північніше Ужгорода, Мукачева, Ільниці, Севлюша, біля підніжжя Вулканічних Карпат. На південь від цієї межі простяглися простори Закарпатської низини.

За структурними особливостями в гірській зоні Східних Карпат виділяються підзони з півночі на південь: 1) Горгано-Покутська, або Скибова гірська, 2) Горгано-Полонинська синклінальна, або Центрально-Карпатське міжгір'я, 3) Чорногоро-Полонинська антиклінальна гірська, 4) Чивчино-Рахівський кристалічний масив, 5) Полонинсько-Великодільське міжгір'я, 6) Вулканічні Карпати.

Північна межа гірської країни одночасно є межею і Горгано-Покутських, або *Скибових Карпат.* Південна межа цієї підзони схематично проходить від м. Турки на Славське, Вишкове, Осмолоду, Рафайлове, Ворохту, Жаб'є, Селетин і далі на південний схід. Ця межа одночасно є північною межею другої *підзони* Карпат — *Горгано-Полонинської синклінальної,* або *Центрально-Карпатського* міжгір'я. Це міжгір'я описувало багато дослідників під різними назвами. К. З. Толвінський і багато його послідовників називали міжгір'я Центральна Карпатська депресія. О. О. Богданов дав їй назву Центрально-Карпатської синклінальної зони. О. С. Вялов описує її як зону кросно, а М. Р. Ладиженський — як Центральні Карпати. З цих назв найбільш відповідає загальній структурі міжгір'я запропонована О. О. Богдановим назва — Центрально-Карпатська синклінальна зона. Однак і вона для гірської країни мало придатна, оскільки, крім гірського рельєфу, в межах синклінальної зони дуже поширена складчастість верств, що мало чим відрізняється від прилеглих ділянок гір. Тому центральну підзону Східних Карпат найбільш правильно розглядати за її структурою і географічним положенням як Центрально-Карпатське, або Горгано-Полонинське, міжгір'я, Така назва найбільш повно відбиває і фізикогеографічні особливості цієї області. Південна межа Горгано-Полонинського міжгір'я проходить біля підніжжя Полонинського хребта. В північно-західній частині міжгір'я значно розширене, в південно-східному напрямі воно сильно вужчає. Умовно південна межа його проходить через верхів'я Сану, верхню течію Стрию, до верхів'я Ріпинки на Волове, верхів'я Тереблі, с. Лозу, долину рр. Брадулова, Пришлопу і верхів'я Чорної Тиси, Ясиню до Ворохти. На схід від долини Ріки Центрально-Карпатське міжгір'я звужується, губить свої морфологічні риси. Структурно воно теж не проявляється, тому що гірські хребти в цьому районі сильно стиснуті. Між Полонинським хребтом і Горганами тут різко виявлений тектонічний контакт. По площі розлому маси Свидівця насунуті на північний схід до Горган. У місці зчленування цих хребтів і далі на південний схід у Чорногори і Чивчини Центральна область різко підіймається, утворюючи орографічний вузол Карпат.

Чорногоро-Полонинська антиклінальна гірська підзона становить найвищу частину Східних Карпат. Вона займає значний простір на південь від Центрально-Карпатського, або Горгано-Полонинського міжгір'я. Південно-західна межа цієї підзони яскраво відзначається в рельєфі Полонинсько-Великодільським міжгірним пониженням, яке простягається від долини Тур'ї до Тиси і далі на південний схід. На схід від долини Шопурки міститься зчленування Чорногоро-Полонинської і Чивчино-Рахівської підзон. Межа між ними проходить, в основному, по долині Білої Тиси на верхню течію Чорного Черемошу.

Чивчино-Рахівська кристалічна підзона різко відрізняється від інших частин Східних Карпат своєю будовою. В її межах поширені найдавніші кристалічні породи, наявність яких позначається на всьому фізикогеографічному вигляді місцевості. В межі радянських Карпат заходить лише північно-західна частина кристалічного масиву. Основна площа поширення кристалічних порід має назву *Мармароського масиву* і лежить поза межами Української РСР. Північна межа Чивчино-Рахівської кристалічної підзони проходить, як уже згадувалось, від верхів'я Чорного Черемошу на Білу Тису, північніше Рахова, до північного заходу на середню течію Шопурки вище Білецької Поляни, північно-західніше якої кристалічна порода Чивчино-Рахівських гір занурюється під крейдові і палеогенові наверствовання. На північний захід від долини Шопурки Чивчино-Рахівська підзона кристалічних Карпат майже повністю увійшла до складу структур складчастих побудов Полонинських гір і Полонинсько-Великодільського міжгір'я. Релікти Чивчино-Рахівської структури тут становлять ядро складок і поширені двома смугами. Південна смуга проходить на межі складчастих і вулканічних Карпат. Ізольовані острівці давніх порід — екзотичні скелі — виявлені між долинами Тересви і Латориці, зокрема в околицях Кричева, на південь від с. Довгого, південніше Сваляви. На північ від розглянутої смуги скель розміщається ще одна смуга. Вона особливо різко виявлена між долиною Тересулу — правої притоки Тересви, вище с. Широкого Лугу, і долиною Тереблі. На продовженні цієї смуги лежать відслонення палеозою по долині Боржави, вище с. Довгого.

Полонинсько-Великодільське міжгір'я відокремлює складчасто-насувні побудови Східних Карпат від Вулканічних. Воно має складну структуру. Орографічна вісь — найбільш знижена частина міжгір'я — проходить від Великого Березного на Перечин, до Сваляви, на долину Боржави, Тиси до Бичкова і далі на південний схід. Особливості розміщення *Вулканічних Карпат* розглянуто раніш.

Найважливішу особливість геологічної структури Східних Карпат становить *загальне зміщення їх маси в північно-східному напрямку,* в бік Карпатського передового прогину. В ході тектогенезу гір утворилися їхні головні тектонічні елементи: Зовнішня антиклінальна скибова зона Горгано-Покутських Карпат, Внутрішня синклінальна зона Горгано-Полонинського міжгір'я, Полонинсько-Чорногорська внутрішня антиклінальна зона і Полонинсько-Великодільське міжгір'я — зрізане крило внутрішнього антиклінорію.

Для кожної з цих структурних зон склалися характерні особливості поєднання складок, насувів і розломних дислокацій.

Найскладнішу будову має північна зона — Зовнішні, або Скибові Карпати. Ширина її близько 40 *км.* До неї входять усі численні гори, розміщені на північ від Вододільного хребта. Структурною особливістю зовнішніх хребтів Карпат є те, що з півдня до них притиснуті складчасто-насувні структури Центральних Карпат, до яких Зовнішні прилягають своїм низхідним крилом. Вздовж північного краю Берегові Карпати насунуті на Передкарпаття, в якому корінні породи занурені на дуже велику глибину.

Зовнішні Карпати, очевидно, на глибині мають фундамент, складений з глиб, розчленованих і занурених під молодші відклади герци-

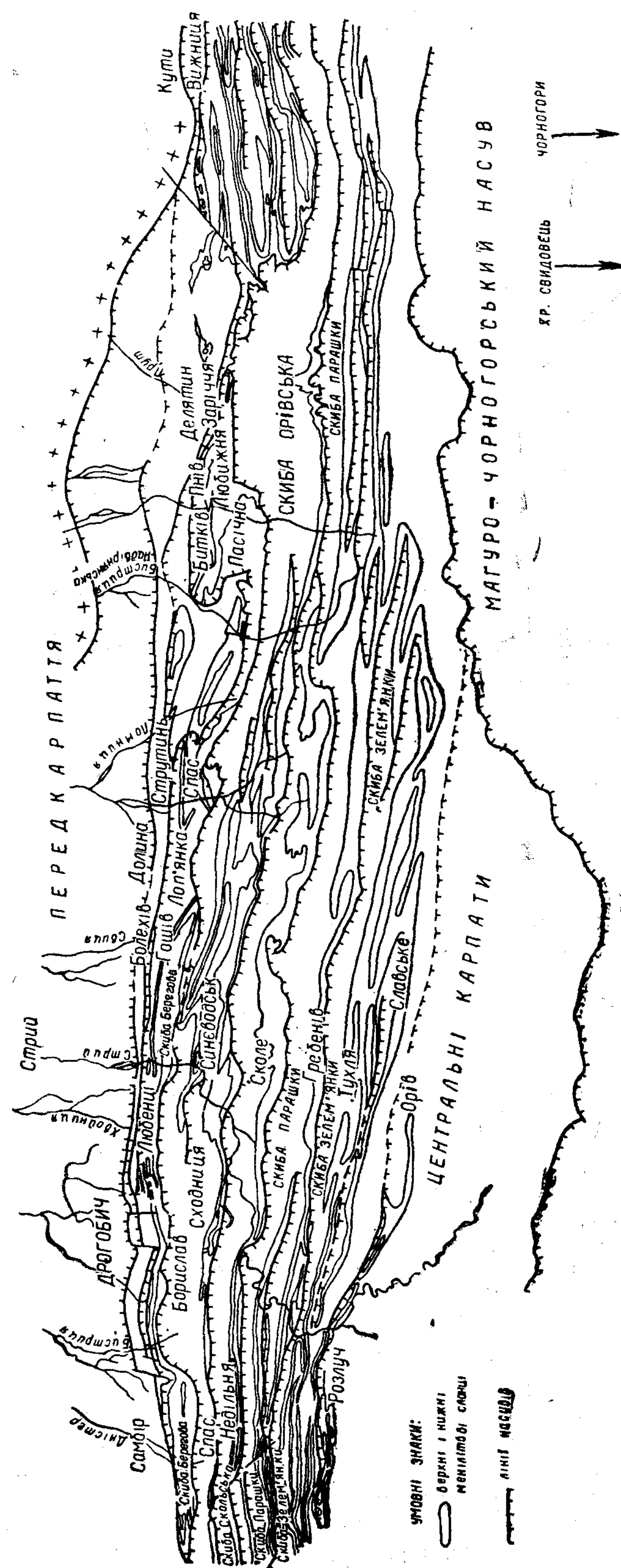


Рис. 123. Схематична карта геологічної структури Горгано-Покутських Карпат (за М. Р. Ладиженським).

нід. Можна припускати, що глиби занурені на різну глибину і мають поверхні, похилі до Передкарпаття.

Внутрішня будова північної зони Карпат дуже складна. Головними типами дислокацій вважають складки і насуви. Велику роль мають також поперечні розломи.

На думку одного з найвидатніших знавців Карпат К. З. Толвінського, Берегові Карпати мають скибову будову. Внаслідок тиску з південного заходу верстви Карпат були зім'яті в складки. Південно-західні крила складок по площинах розривів, що розчленовують осьові частини складок, насунуті на північний схід. Переміщення сталося на декілька кілометрів. Сусідні ряди складок прилягають одна до одної, наче луски, утворюючи складно дислоковану систему скиб. Виділяються шість скиб з півночі на південь (рис. 123): 1) Бориславська скиба, 2) Берегова, 3) Орівська, 4) Скольська, 5) Парашки, 6) Зелем'янки.

Видовжені вздовж простягання Східних Карпат, ці скиби виступають у рельєфі у вигляді гірських хребтів. Морфологічно хребти найяскравіше виступають західніше долин Опору та Стрию.

Близькі до цих поглядів думки про будову Скибових Карпат М. Р. Ладиженського. О. О. Богданов твердить, що північна зона Карпат складається з серії зірваних складок, у різній мірі перекинутих і зміщених на північний схід, в бік Передкарпатського прогину. Вздовж південно-західного (внутрішнього) краю зони ці складки ускладнені крутими насувами, але зберігають плавність окреслень своїх периклінальних кінців. У центральних частинах складки різко асиметричні, їхні північні крила майже повністю знищені. Вздовж північно-східного (зовнішнього) краю зони складки стають лежачими, підгорнуті крила їх повністю зірвані, і вони перетворюються на типові луски-скиби. Розмах горизонтального переміщення верств у цих лусках досить значний — в басейні Пруту і Бистриці Надвірнянської він досягає 15 *км*.

Слід підкреслити, що великі складки і скиби в північній зоні Східних Карпат ускладнені дрібними складками, зім'яттям і розривами верств, особливо різко виявленими близько до площ насувів. У цій частині гір, як і в Центрально-Карпатській зоні, велику роль відіграють ще недостатньо досліджені *поперечні і діагональні розриви*. Їх вплив на структуру і морфологію гір різко позначається між Самбором і Дрогобичем, в районі Стрия, Биткова, між Делятином і Кутами тощо. Структурна північно-східна межа Карпат виявлена різко. Це зумовлене тим, що складчасто-скибова споруда гір насунута на передгір'я. Саме передгір'я має складну будову.

Насування Скибових Карпат у рів Карпатського передового прогину зумовило закономірні розміщення складок в його межах. У Передкарпатті утворилося кілька ярусів складок.

Нижні яруси становлять глибинні складки. Глибші з них виникали в процесі осадконагромадження. Верхній, найбільш поширений, ярус глибинних складок утворився під час насування на Передкарпаття зовнішніх хребтів Карпат. Це мало місце тоді, коли йшло загальне підняття Карпатських гір протягом неогену. За сарматського віку обширні простори південного заходу Російської платформи були затоплені морем. Море підмивало і підніжжя Карпат. Вузькі затоки його вдавалися в міжгір'я, в долини річок. На його узбережжі де-не-де нагромадилися дельтові відклади карпатських рік.

Ц е н т р а л ь н а К а р п а т с ь к а з о н а являє собою синклінорій. Товщі осадочних порід, що беруть участь в його будові, стиснуті у складки, видовжені в тому ж напрямку, що і всі Карпати. З північного заходу на південний схід характерні для цієї зони широкі синклінальні складки і вузькі гребенеподібні антикліналі, які різко виступають у рельєфі (рис. 124). Структуру Центральних Карпат ускладнюють численні поздовжні розломи.

Дуже складну будову має **Внутрішня антиклінальна зона**. Її антиклінорій ускладнений рядом вторинних великих складок Полонинських гір, Свидівця і Чорногор, яким підпорядковані смуги екзотичних скель. Уся велетенська споруда їх розчленована поздовжніми розломами і насунута на північний схід. Ця область відома як Магурсько-Чорногорський покрив. Його фронт яскраво виступає по північних схилах Свидівця і Полонинського хребта.

Особливо складна внутрішня структура **Рахівського масиву**, основні риси якої висвітлені раніш. Складна геологічна структура Полонинсько-Великодільського міжгір'я вивчена ще недостатньо. Виняток становить Верхньотисенська западина, що входить до його складу. В будові западини переважають вузькі антиклінальні складки субширотного простягання. Будова складок в багатьох випадках ускладнена соляними штоками.



Рис. 124. Гребенеподібна антикліналь. Центральні Карпати. Ворітський перевал.

В геологічній структурі Карпатської гірської країни особливе місце займають **Вулканічні Карпати**. Вони є найбільш південним хребтом і мають різко відмінну від складчасто-насувних Карпат будову.

Розміщені Вулканічні Карпати на деякій віддалі від складчастих Карпат. Між ними простяглася велика Полонинсько-Великодільська, або Тур'я-Тисенська міжгірна улоговина. Південне крило карпатського склепіння занурюється досить різко. Первинна межа карпатських гірських побудов проходить по теперішній Тур'я-Тисенській міжгірній улоговині. Південніше внутрішні, тобто південно-західні, схили Карпат зрізують розломи, які з північного сходу обмежовують западину Закарпатської низини.

Вулканічні Карпати утворилися в результаті виливів внутрішніх мас Землі через тріщини розломів.

Вулканічні Карпати складаються з окремих вулканічних груп, структура і рельєф яких висвітлені ще недостатньо. На межі радянських Карпат на північний захід від Ужгорода міститься вулканічний масив *Вигорлат*, між Ужгородом і Свалявою, або між Ужем і Латорицею,— *Синяк*, між Свалявою і Іршавою — *Великий Діл*, між Рікою і Боржавою — *Хустський*, і за межами Радянського Союзу, на південь від Тячева — *Гутинський масив*.

Сучасні Вулканічні Карпати являють собою залишки полігенних вулканічних побудов, зокрема їх лавових, екструзивних, куполів і лавових покривів. Екструзивні куполи місцями мають ще добре зацілілу форму. Вона становить характерну особливість гребенів окремих вулканічних масивів.

Цоколь Вулканічних Карпат складений з неогенових відкладів. Далі на південь неогенові відклади занурюються на велику глибину, під четвертинний покрив Закарпатської западини.

На підставі залягання верств і існуючих узагальнень **утворення Карпатських гір і сучасна їх геологічна структура** характеризуються так.

На місці Карпат *до крейдового періоду* існувала **герцинська** гірська країна — **пра-Карпати** — складної будови. На північному заході ці гори мали пряме відношення до сучасних Судетів і Свєнтокшиських гір. З північного сходу ці стародавні гори обмежовували гірські кряжі, розміщені між Російською платформою і пра-Карпатами. Їхні аналоги можна бачити в сучасному Келецько-Сандомірському кряжі поза межами Української РСР. На південному сході залишки пра-Карпат, на думку багатьох дослідників, становлять гори Добруджа, розміщені вздовж південного берега гирла Дунаю.

В *юрському періоді* і *на початку крейди* герциніди пра-Карпат між Свєнтокшиським кряжем і Добруджею були розчленовані поздовжніми і поперечними **розломами** на окремі скиби. По поздовжніх розломах відбувалось значне *опускання* земної кори. Окремі скиби занурились нерівномірно і не в один час. Деякі з них, наприклад Рахівський масив або Мармарош, а також зона екзотичних скель у південних схилах Карпат, як рештки стародавніх гірських побудов, відіграють важливу роль і в будові сучасних Карпат. З продуктів руйнування герцинід утворювалися верстви нових відкладів і зокрема—конгломератів.

Окремі частини розчленованих на скиби герцинід занурені на різну глибину. Свердловина в районі Калуша виявила їх на глибині близько 1300 *м*. В інших районах Карпат ця глибина набагато більша.

У внутрішній частині Карпат опускання відбувалось протягом *другої половини крейди і палеогену*. В цей час там **відкладався фліш**. Потужність флішу, на думку деяких дослідників, становить 4000—5000, а на північному краї цієї частини — навіть 7000 *м*.

Гірські породи *південної частини Східних Карпат* становлять наче велетенське склепіння, вздовж осьової частини якого поширені **найдавніші** породи, включаючи і Рахівський кристалічний масив. Крила склепіння різної крутизни: південно-західне, крутіше, опускається до Полонинсько-Великодільської, або Тур'я-Тисенської, міжгірної улоговини; ще південніше, в зоні Вулканічних Карпат, воно зрізане розломами; північне крило менш круте, воно структурно пов'язане з відносним зануренням давніших верств у зоні Вододільного хребта. В межах усього склепіння *верстви крейди і палеогену зім'яті у складки*, видовжені в напрямку простягання всієї системи хребтів Карпат. Деякі складки сильно стиснуті і місцями перекинуті на північ. Місцями складки розірвані, їх південно-західні крила пересунуті на північний схід на віддаль до 12 *м*. У південній частині Карпат верхньопалеогенових відкладів немає. Це свідчить, що складки там утворювалися під кінець палеогенового періоду і на той час гребені складок у Південних Карпатах вже піднялися над рівнем моря. Між гребенями великих складок були глибокі пониження — улоговини. Там нагромаджувались відклади верхнього палеогену — пісковики *рунські*, *кросненські* тощо.

Пізніш усі ці відклади разом були підняті на значну висоту. В процесі їх дальшого розчленування проточною водою формувався сучасний вигляд південної частини гір.

До утворення сучасних Центральних Карпат на їх місці була міжгірна улоговина. В її межах давні відклади були занурені на велику глибину, а молодші, переважно верхньопалеогенові кросненські верстви, виповнили улоговину. Завдяки цим особливостям Центральні Карпати виділяють як Центрально-Карпатську синклінальну зону. На півночі цю зону обмежовують Бескидо-Горгано-Покутські і *Скибові, або Берегові,* Карпати. За геологічними особливостями Центрально-Карпатська зона простежується на протязі понад 400 *км* від Західних до Південних Карпат. Існує думка, що на північно-західному продовженні цієї зони лежить Нідська улоговина, яка розділяє Свєнтокшиські гори і Судети.

Потужність *верхньопалеогенових* відкладів у Центральних Карпатах досягає 2500 *м.* Вона набагато більша за потужність їх у південній частині. *Занурення* в центральній частині Карпат *тривали аж до початку неогену.* У подальшому відклади, поширені в Центрально-Карпатській зоні, були сильно дисльоковані: характер і вигляд дислокацій значною мірою залежить від складу порід.

Грубі верстви пісковиків переважно залягають в ядрах масивних широких складок, склепіння яких вони утворюють. Між склепіннями сусідніх складок розміщені широкі улоговини—синкліналі, виповнені молодшими відкладами, здебільшого кросненської світи. Склепіння складок часто розломані, південні крила їх тоді круто насунуті на північні.

Складки менілітової світи більш круті, вузькі, часто піднімаються крутими гребенями. Між ними розвинуті широкі улоговини. Дуже поширені серед них вторинні складки ускладнюють структуру Центральної зони Карпат.

Одночасно з розвитком геологічної структури Карпат розвивався і їх рельєф. Основуючись на особливостях процесу осадконагромадження та на особливостях тектоніки Карпат, основні етапи розвитку поверхні цієї гірської країни (від давнього часу до теперішнього) можна собі уявити так, як це показано в таблиці на стор. 737.

З наведеної схеми видно, що початок формування сучасного рельєфу Карпат відноситься до середнього і верхнього олігоцену, коли рухи земної кори підняли новоутворені складки флішу над рівнем моря. Тоді почалось формування антиклінальних зон Горгано-Покутських і Чорногоро-Полонинських Карпат. Разом з формуванням структури в процесі підняття розмивались і руйнувалися гребені складок.

В кінці олігоцену гірські спорудження, в першу чергу Чорногоро-Полонинські, а потім Горгано-Покутські хребти, остаточно піднялися над рівнем моря і вступили в фазу свого континентального розвитку. В межах Центрально-Карпатського, або Горгано-Полонинського, міжгір'я в цей час була затока моря і продовжували нагромаджуватися рунські пісковики і, особливо, нижньокросненські верстви. Не виключена можливість, що ці верстви в значній своїй частині становлять дельтові відклади. Пізніше, в кінці олігоцену і на початку міоцену, мало місце підняття в синклінальній зоні Карпат — у Горгано-Полонинському міжгір'ї. Тоді утворилися його вузькі антикліналі.

В першій половині міоцену значно піднялася вся південно-західна частина Російської платформи. Внаслідок цього морський басейн, який існував до того в Карпатах і прилеглих районах, розпався на окремі частини. Одні з залишкових басейнів опріснилися, як то було на Поділлі, а інші, де дно було особливо рухливе, як у Передкарпатті та Закарпатті,— стали солоними. В їх межах нагромаджувалися соленосні відклади.

Вік	Геологічні процеси	Геоморфологічні процеси
Ранній олігоцен	*Морська обстановка* Відкладання осадків нижньої менілітової світи	
Середній і пізній олігоцен	Підняття антиклінальних зон. В синклінальних зонах—нагромадження відкладів рунської і нижньокросненської світ	Формування поверхні вирівнювання на антиклінальних зонах. *Полонинський рівень 1700 2000 м*
Пізній олігоцен—ранній міоцен	Підняття антикліналей в межах синклінальних зон; в синкліналях цих зон—відкладання осадків верхньокросненської і космацької світ	Формування поверхні вирівнювання на антикліналях Центральних Карпат. *Вододільний рівень — 900—1200 м*
Ранній міоцен, межа гельвету і тортону	Загальне підняття Вулканічна діяльність	Розвиток річкової сітки
Пізній міоцен, сарматський вік	Відкладання в Передкарпатті пістинських, покутських світ і в Закарпатті—вугленосних верств	Формування поверхні вирівнювання на схилах гір і міжгір'ях. *Покутський рівень— 600 м.*
Пізній міоцен, меотичний вік	Підняття	Розвиток річкових долин
Пліоцен, понтичний вік	Нагромадження осадків у западинах	Формування поверхні і вирівнювання на схилах гір *Подільський рівень—775—400 м*
Пліоцен—четвертинний період	Підняття	Зледеніння. Розвиток льодовикових форм рельєфу.

На середньо-пізньоолігоценовому етапі розвитку Карпатських гір зародкові хребти їх не набагато перевищували прилеглі до Карпат простори. В Карпатах повільно вирівнювались поверхні невисоких хребтів, складених з крейдових і палеогенових відкладів. У Чорногорах і прилеглих до них хребтах високо ще виступали ті їх частини, які збудовані з давніх кристалічних порід. Протягом верхнього олігоцену в Карпатах завершився перший етап розвитку рельєфу і остаточно оформилась поверхня вирівнювання, яка в сучасних горах становить найвищий денудаційний рівень — плоскогір'я Полонин, піднятих на 1700—2000 *м* в. р. м.

Подальші підняття Карпат охопили не тільки антиклінальні області, а й синклінальні міжгір'я. В процесі підняття формувались антиклінальні складки, гребені яких одночасно згладжували і нівелювали процеси денудації. В значній мірі за рахунок продуктів їх руйнування утворювались у синкліналях осадки верхньокросненської і космацької світ. На кінець олігоцену і початок міоцену море остаточно звільнило гірську область Карпат. Разом з цим завершилось формування структури Центральних Карпат, в яких утворилася поверхня вирівнювання на висоті 900—1200 *м* в. р. м. На протязі часу між пізнім олігоценом і раннім міоценом закладалась річкова сітка Карпат. У першу чергу почали формуватися долини поздовжніх річок. У міру підняття гір над рівнем моря виникли і поперечні річки. Таким чином, контури сучасних Карпат у вигляді плоскої високої країни, в межах

якої були виявлені два рівні, *оформилися в першій половині міоцену.*

Дві високі поверхні вирівнювання мають велике поширення в придунайських країнах. Ще в 1912 р. Й. Дедієр описав на Балканах, в околицях м. Сараєва, два рівні — на висоті 1600—2000 і 1200—1300 *м* в. р. м.

Услід за цим ішло велике підняття Карпат. У тіло гір врізувалися річкові долини.

В Закарпатті річки нагромаджували верстви грубоуламкових конгломератів. Напружено діяли вулкани. З продуктів їх виверження утворювались сучасні Вулканічні Карпати.

З північних схилів Карпат у Передкарпаття річки виносили багато продуктів руйнування гір. У дельтах річки відкладали піскувато-глинисті вапнисті відклади пістинської серії. *Друга половина тортону* була часом, коли формувалися основні риси складчасто-насувної структури Карпатських гір. В цей час також морфологічно визначилися уступи гір. На півдні утворився уступ від Полонинського хребта до Полонинсько-Великодільського міжгір'я, а на півночі визначилися схили Горган і Покутських Карпат до Передкарпаття. У цей же період в процесі формування долин карпатських рік різкіше визначалися борти поздовжніх долин, зокрема морфологічно окреслилося Горгано-Полонинське міжгір'я.

Дальший важливий етап у розвитку рельєфу Карпат припадає на *пізній міоцен — сарматський вік.* В цей час південно-західна частина Російської платформи перебувала у стані значного опускання. Услід за цим великі простори затопило море. Підняття Карпатських гір тоді теж уповільнилося. Різниця висот на півдні СРСР зменшилася. В горах на рівні сарматського моря йшло виположування схилів, а в пониженнях нагромаджувались осадки. *В цей час оформилися основні риси округлих гребенів зовнішніх і бічних гірських хребтів, виробилися поверхні вирівнювання на схилах Горган, Полонинських хребтів і Чорногор.* В Карпатах утворилась Покутська поверхня вирівнювання на висоті близько 600 *м* в. р. м. В Передкарпатті і Закарпатті на цьому рівні відкладались вугленосні формації. Поверхня вирівнювання по висоті близько 600 *м* в. р. м. винятково поширена в придунайських гірських країнах. Зокрема, наявність її в Малих Карпатах установив і описав І. Громадка, в західній частині Драганської височини — Ф. Ржиковський. В межах Віденського басейну Покутській поверхні вирівнювання відповідає, очевидно, верхня тераса на висоті близько 540 *м* в. р. м., яку описав Х. Хассінгер. Регіональне значення цього рівня пов'язане з великим поширенням сарматського моря і тією великою роллю, яку воно відігравало в геологічній історії неогену.

Подальший період у розвитку рельєфу Карпат визначався тим, що в другій половині неогену, на межі міоцену і пліоцену, відбулося нове підняття південно-західної частини Російської платформи. Посилилися горотворчі рухи і загальне підняття Карпат. Внаслідок відступання сарматського моря великі простори стали сушею. В міру відступання берега моря за ним витягалися і одночасно поглиблювали свої долини ріки. У верхньому неогені оформили свої долини великі карпатські ріки Дністер, Прут, Серет, а також річки Закарпаття. Тоді остаточно завершився розвиток річкової сітки Карпат. Сталося перепилення вододілів. Загальний вододіл гір змістився у північно-східному напрямку. За міо-пліоценового підняття завершилися розвиток геологічної структури Карпат і головні риси розчленування їх процесами розмиву. Пізніші геологічні події вже зводилися, в основному, до перетворення наявного гірського спорудження.

В понтичний час південь Російської рівнини, а також Середньодунайську низину, займало море. Підвищення рівня моря сприяло нагромадженню наносів у річкових долинах. В цей час були виповнені, особливо на периферійній частині гір, численні карпатські ріки. Грубі верстви були також нагромаджені в межах Полонинсько-Великодільського міжгір'я, в Закарпатті і Передкарпатті. Пізніше, коли в ці відклади врізалися річкові долини, з них утворилися найвищі — шості — тераси. Залишки цих терас становлять вододіли річок Передкарпаття. Поверхня найвищої тераси відповідає поверхні Подільської височини. Подільський рівень в Карпатах дуже розвинутий. Він має вигляд поверхні вирівнювання на схилах гір, яка простежується повсюдно. Висота Подільської поверхні вирівнювання в Передкарпатті 375—400 *м* в. р. м. В Закарпатті вона трохи нижча. Разом з цим слід відзначити, що Передкарпаття з юрського часу було областю занурення і нагромадження осадків. Рельєф його акумулятивний. Пізніше на Передкарпатський прогин були насунуті передові хребти Карпат. Тому розглядати Передкарпаття як пенеплен, що пропонують деякі дослідники, ніяких підстав нема.

Вирізування уступу найвищої тераси проходило в процесі піднять гір. Воно відбувалось нерівномірно. Місцями траплялись його затримки. Тоді в річкових долинах утворювались додаткові тераси і, зокрема, досить поширена п'ята тераса.

Процес підняття Карпат був особливо значним на *межі неогену і першої половини четвертинного періоду.* В той час мало місце значне похолодання і зволоження клімату Європи. Верховини Полонинського хребта, Свидівця, Горган і Чорногор вкрилися льодовиковими шапками. Край *дніпровського,* материкового, *зледеніння* підходив майже до підніжжя Карпат.

В цей час в долинах річок відбувалось посилене відкладання наносів. Повноводні від танення льодовиків карпатські ріки несли з гір у передгір'я багато гальки і валунів. Дністер у льодовиковий час був особливо повноводний. Під час розливів він затоплював прилеглі простори Передкарпаття, аж до верхів'я Пруту. Далі на південний схід Передкарпаття обводнював Прут.

Виходячи на простори Російської рівнини нижче Галича, Дністер затоплював пониззя своїх правих приток. На всьому просторі розливів Дністер відкладав продукти руйнування гір — *карпатську гальку* — яшму і червоне, зелене, сіре креміння.

В час дніпровського зледеніння наноси Дністра і його приток з Карпат нагромадилися верствами великої потужності. Під їх масою згладилися давні нерівності, були поховані річкові долини. На великих просторах дністровського Передкарпаття утворилась льодовиково-алювіальна рівнина. Її представляє спільна для карпатських гір четверта тераса.

Коли після дніпровського зледеніння відступили льодовики, річки, врізуючись у свої наноси, виробили уступи від четвертої до третьої терас.

Під час *поліського зледеніння* в долинах річок Карпат, як і під час дніпровського, нагромаджувались льодовиково-річкові наноси, та таких розмірів, як це було на початку четвертинного періоду, вони вже не мали. З льодовиково-річкових галечникових відкладів часу поліського зледеніння утворені треті тераси карпатських рік.

У *польодовиковий час,* очевидно в результаті посухішання клімату, відбулося нове врізування річок у свої долини. Тоді в долинах карпатських рік утворився уступ від третьої до другої тераси.

Великі заплави карпатських річок утворились недавно, але вони становлять доказ уже пройденого етапу в розвитку їх долин. *Тепер*

карпатські річки перебувають у стані нового врізування в свої наноси. Всі вони утворюють низьку заплаву, яка відмежована від заплави високої виразним уступом. Це явище, очевидно, зумовлене тим, що підняття гір не припинилося. В геологоісторичному розвитку Карпат настав *новий етап.* Найголовнішим геологічним фактором тепер є діяльність людського суспільства.

На зміну хижацькому руйнуванню, спотворюванню природи в умовах капіталістичного ладу прийшло планомірне її перетворення і поліпшення в інтересах соціалістичного суспільства. Організованій праці, волі і зусиллям радянських людей підкоряється течія рік. Покірно течуть одвічні води в нових, прокладених для них руслах, віддають свої сили на роботу машин.

Праця радянського народу зрізує і зрівнює гори, прокладає по схилах дороги, згладжує гребені там, де наважувались селитися лише гірські орли. В глибину надр тут проведено шахти і тунелі доріг. В колективній праці людського суспільства облагороджується і оновлюється вигляд країни. Нові квіти, нові дерева, нові сільськогосподарські культури вмережує радянський народ у барвисті краєвиди Карпат. В симфонію гірських водопадів, у наспіви верховинських вітрів вплелися акорди переможних гудків паровозів та нових заводів і шахт, які знаменують торжество звільненого труда.

ЛІТЕРАТУРА

Абих Г. В., Геологический обзор полуостровов Керчи и Тамани, Зап. Кавказ. отд. Русск. техн. о-ва, 8, 1873.

Абрамович Ю. М., Про корисні копалини Коростенщини, вид. Корост. муз. краезн., 1930.

Аванесян Г. М., Геологическое развитие Молдавской депрессии, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1954.

Агафонов В. К., Буровые скважины Полтавской губ., Тр. СПБ. о-ва ест., отд. геол. и минер., т. XXII, вып. 1, 1892.

Агафонов В. К., Прилукский уезд, Мат. к оценке земель Полтавской губ., вып. XI, СПБ, 1892.

Агафонов В. К., Ледниковые отложения Полтавской губ., Мат. к оценке земель Полтавской губ., вып. XVI, СПБ, 1894.

Айзенверг Д. Є., До характеристики кам'яновугільних відкладів району річки Сухі Яли (півд.-зах. край Донбасу), Геол. журн. АН УРСР, т. VII, вип. 3, 1940.

Айзенверг Д. Е. и др., О возрасте каменноугольных отложений района Исачковского поднятия, ДАН СССР, т. XXXI, № 2, 1941.

Айзенверг Д. Е., Бражникова Н. Е., Новик Е. О., Шульга П. Л., О каменноугольных отложениях Львовской мульды, ДАН СССР, т. LI, № 1, 1946.

Айзенверг Д. Е., О фаменских отложениях Волынско-Подольской плиты, ДАН СССР, т. LXIII, № 4, 1948.

Айзенверг Д. Е., Бражникова Н. Е., Новик Е. О., Шульга П. Л., О перерыве в отложениях нижнего карбона Львовской мульды, ДАН СССР, т. LXIX, № 1, 1949.

Айзенверг Д. Е., Кам'яновугільні відклади району р. Вовчої, Геол. журн. АН УРСР, т. X, вип. 1, 1950.

Айзенверг Д. Е., Брахиоподы каменноугольных отложений района р. Волчьей, Тр. Ин-та геол. наук АН УССР, сер. стратигр. и палеонт., вып. 5, 1951.

Айзенверг Д. Є., Про турнейські та нижньовізейські відклади північного схилу Українського кристалічного масиву, ДАН УРСР, № 6, 1951.

Айзенверг Д. Е., К стратиграфии и палеогеографии верхнего карбона Донецкого бассейна, Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1952.

Айзенверг Д. Е., О геологической истории области западного продолжения Донецкого бассейна в течение каменноугольного периода, ДАН СССР, т. LXXXIII, № 6, 1952.

Айзенверг Д. Є. та ін., Кам'яновугільні відклади Дніпровсько-Донецької западини, Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, вип. 2, 1953

Айзенверг Д. Є., Бражнікова Н. Є., Схема стратиграфічного розчленування нижньокам'яновугільних відкладів Великого Донбасу, Геол. журн. АН УРСР, т. XVI, вип. 1, 1956.

Айнберг Л. Ф., До питання про палеозойські жорнові пісковці Поділля, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 6, 1925.

Айнберг Л. Ф., Железорудное месторождение окрестностей с. Сретенки Мариупольского округа, Изв. Главн. геол.-разв. упр., т. 50, вып. 37, 1931.

Айнберг Л. Ф., Приазовский щелочной массив, Тр. Главн. геол.-разв. объед., вып. 196, 1933.

Алейников А. А., Стадии и осцилляции в ходе отступания ледника в северо-западной части Русской равнины, ДАН СССР, т. LXXXIX, № 5, 1953.

Алексеев А. К., Геологические исследования по р. Днестру в районе Каменка—Сороки, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. XXXII, 1908.

Алексеев А. К., Геологическое исследование по долине р. Большой Куяльник, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. XXXVI, 1910.

Алексеев А. К., Предварительный отчет о гидрогеологических исследованиях в Ти-

распольском уезде Херсонской губернии, произведенных летом 1914 г., Ежег. по геол. и мин. России, т. XVII, вып. 6—7, 1916.
Алексеев А. К., Фауна позвоночных д. Ново-Елизаветовки, Одесса, 1916.
Алексеев А. К., Крокос В. И., О геологическом строении горы Пивихи, Кременчугского уезда, Полтавской губернии, Зап. о-ва сельск. хоз. Южной России, т 88—89, кн. 1, 1919.
Алексеев А. К., Геологическое исследование в Вознесенском уезде, Изв. Геол. бюро при Научн. техн.-эконом. Совете, ОГСНХ, Одесса, 1921.
Алексеев А. К., Гидрогеологические исследования долины р. Ингульца, Тр. Южн. обл. мелиор. орг. (Ю. О. М. О.), т. 7, вып. 11, 1928.
Алексеев А. К., Геологические исследования в северо-восточной части южной половины 32 листа геологической карты СССР, Изв. Всес. геол.-разв. объед., т. 50, вып. 87, 1931.
Алексеев А. К. и Половинкина Ю. Ир., Геологическая съемка Криворожья, Тр. Всес. геол.-разв. объед., вып. 294, 1933.
Алексеев А. К., Геологическая съемка Криворожья. Описание листа XXVIII-II, Тр. Всес. геол.-разв. объед., вып. 365, 1934.
Алексеев А. К., Палеогеновые отложения вдоль северных окраин Большого Донбасса (Реферат докладов МНГРИ в 1937 г.), Пробл. сов. геол., т. VII, № 2, 1937.
Алексеев П. П., Заметки о грязевых вулканах и о путешествии в Крым и на Кавказ в 1879 г., Зап. Киевск. о-ва ест., т. VI, вып. I, 1880.
Алферов Б. А., Нефтяные месторождения юго-восточной части Керченского полуострова, Поверхность и недра, т. V, № 1/29, 1927.
Алферов Б. А., О залегании меотиса на чокракских слоях в пределах Керченского полуострова, Изв. Главн. геол.-разв. упр., т. 50, вып. 57, 1931.
Алферьев Г. П., К вопросу о тектонике юго-востока Европейской части СССР, Изв. Главн. геол.-разв. упр., т. 49, вып. 8, 1930.
Алферьев Г. П., Находка альбских ископаемых в Закарпатской области УССР, Тр. Львовск. геол. о-ва, сер. геол., вып. 1, 1948.
Алферьев Г. П., Некоторые соображения о молодых движениях Карпат, Тр. Львовск. гос. ун-та, сер. геол., вып. I, 1948.
Альбов С. В., Гидрогеологические исследования в районе Ай-Даниля и Авинды на южном берегу Крыма, Изв. Всес. геол.-разв. объед., т. L, вып. 62, 1931.
Альбов С. В., К вопросу о происхождении трех гряд Крымских гор, ДАН СССР, т. LXII, № 4, 1948.
Альбов С. В., О происхождении четвертичных галечников Степного Крыма, Бюлл. комисс. по изуч. четверт. периода АН СССР, № 15, 1950.
Альбов С. В., К вопросу об углекислых водах Крыма, ДАН СССР, т. LXXXVIII, № 6, 1953.
Аляев С. А., Новые данные о тектонике Керченского полуострова, Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1947.
Амбургер В. П., До петрографії кристалічних порід району топазових родовищ Волині, Геол. журн. АН УРСР, т. I, вип. 2, 1934.
Амбургер В. П., Вихід виверженої породи коло с. Новопавлівки Донецької області, Геол. журн. АН УРСР, т. V, вип. 1—2, 1938.
Ананова Е. Н., Новые данные о сарматской растительности в низовьях Днепра, Ботан. журн., т. 37, № 2, 1952.
Андрусов Н. И., Заметки о геологических исследованиях в окрестностях Керчи, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. IX, вып. 1, 1884.
Андрусов Н. И., Геологические исследования на Керченском полуострове, произведенные в 1882 и 1883 гг., Зап. Новоросс. о-ва ест., т. IX, вып. II, 1884.
Андрусов Н. И., Горизонт со Spaniodon barboti Stuck. в Крыму и на Кавказе, Тр. СПБ. о-ва ест., отд. геол. и минер., т. XIX, 1888.
Андрусов Н. И., О характере миопеновых осадков Крыма, Тр. СПБ. о-ва ест., отд. геол. и минер., т. XVII, вып. 2, 1886.
Андрусов Н. И., Геологические исследования в западной половине Керченского полуострова, произведенные летом 1884 г., Зап. Новоросс. о-ва ест., т. XI, вып. 2, 1887.
Андрусов Н. И., О верхнеплиоценовых отложениях мыса Чауды, Проток. засед. секции геол. и минер. СПБ. о-ва ест., т. XX, 1889.
Андрусов Н. И., Новые геологические исследования на Керченском полуострове, произведенные в 1888 г., Зап. Новоросс. о-ва ест., т. XIV, № 2, 1889.
Андрусов Н. И., Керченский известняк и его фауна, Зап. Минер. о-ва, т. XXVI, 1890.
Андрусов Н. И., О птероподовых пластах Керченского полуострова, Тр. СПБ. о-ва ест., т. XXI, вып. 1, 1891.
Андрусов Н. И., О характере и происхождении сарматской фауны, Горн. журн., т. I, 1891.
Андрусов Н. И., Некоторые результаты экспедиции «Черноморца», Изв. Русск. геогр. о-ва, т. XXVIII, вып. III, 1892.
Андрусов Н. И., Геотектоника Керченского полуострова, Мат. для геол. России, т. 16, 1893.

Андрусов Н. И., О рифообразных мшанковых постройках, Тр. СПБ. о-ва ест., отд. геол. и минер., т. XXIII, 1895.
Андрусов Н. И., Некоторые замечания о взаимных соотношениях верхнетретичных отложений России, Румынии и Австро-Венгрии, Тр. СПБ. о-ва ест., отд. геол. и минер., т. XXVIII, вып. I, 1897.
Андрусов Н. И., Ископаемые и живущие Dreissensidae Евразии, Тр. СПБ. о-ва ест., отд. геол. и минер., т. XXV, 1897.
Андрусов Н. И., К вопросу о классификации южно-русских неогеновых пластов, Уч. зап. Юрьевск. ун-та, 1898.
Андрусов Н. И., Замечания о миоцене Прикаспийских стран, Изв. Геол. ком., т. XVIII, № 7, 1899.
Андрусов Н. И., Дополнение 1-е к «Ископаемым и живущим Dreissensidae», Тр. СПБ. о-ва ест., отд. геол. и минер., т. XXIX, вып. 5, 1900.
Андрусов Н. И., Отчет об экскурсии на Керченский и Таманский полуострова, Год. отчет Минер. о-ва за 1900.
Андрусов Н. И., Отчет о геологических исследованиях вдоль линии ж. д. Владиславовка — Керчь, Изв. Геол. ком., т. 21, № 4, 1902.
Андрусов Н. И., Материалы к познанию Прикаспийского неогена. Акчагыльские пласты, Тр. Геол. ком., т. 15, № 4, 1902.
Андрусов Н. И., О возрасте морских послетретичных террас Керченского полуострова, Ежег. по геол. и минер. России, т. VII, вып. 6, 1905.
Андрусов Н. И., О форме крымских лакколитов, Зап. Киевск. о-ва ест., т. XX, вып. 3, 1906.
Андрусов Н. И., Следы палюдиновых пластов в южной России, Зап. Киевск. о-ва ест., т. XX, вып. 3, 1907.
Андрусов Н. И., К вопросу о происхождении и залегании нефти. Статьи I и 2, Тр. Бакинск. отд. Русск. техн. о-ва, вып. 1—2, 1908.
Андрусов Н. И., Материалы к познанию Прикаспийского неогена, ч. II. Понтические отложения Шемакинского уезда. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 40, 1909.
Андрусов Н. И., Критические заметки о русском неогене, Зап. Киевск. о-ва ест., т. XXI, (1), 1909.
Андрусов Н. И., Босфор и Дарданеллы, Ежег. по геол. и минер. России, т. XII, вып. 7—8, 1910.
Андрусов Н. И., О террасах Судака, Дневник XII съезда русских естествоиспытателей в Москве, Засед. геол. секции в янв. 1910 г.
Андрусов Н. И., О возрасте и стратиграфическом положении акчагыльских пластов, Зап. Минер. о-ва, ч. XLVIII, 1912.
Андрусов Н. И., Конкский горизонт (фоладовые слои), Тр. Геол. и минер. музея АН, т. II, вып. 6, 1917.
Андрусов Н. И., Понтический ярус, Геология России под ред. А. П. Карпинского, т. IV, ч. II, вып. 2, изд. Геол. ком., 1947.
Андрусов Н. И., Послетретичные морские отложения у Синопа, Изв. Акад. наук, VI сер., № 7, 1917.
Андрусов Н. И., Геологическое строение дна Керченского пролива, Изв. Росс. Акад. наук, VI сер., № 1, 1918.
Андрусов Н. И., О возрасте фауны млекопитающих Пикерми, Изв. Росс. Акад. наук, VI сер., № 2—3, 1918.
Андрусов Н. И., Взаимоотношение Эвксинского и Каспийского бассейнов в неогеновую эпоху, Изв. Росс. Акад. наук, VI сер., № 8, 1918.
Андрусов Н. И., Нубекуляриевые желваки среднего сармата Крыма и Мангышлака, Тр. геол.-минер. музея Акад. наук, т. III, вып. I, 1923.
Андрусов Н. И., Апшеронский ярус. Тр. Геол. ком., вып. 110, 1923.
Андрусов Н. И., Послетретичная Тирренская терраса в области Черного моря, Прага, 1925.
Андрусов Н. И., Геологическое строение и история Керченского пролива, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 4, (3—4), 1926.
Андрусов Н. И., Палеогеографические карты Черноморской области в верхнемиоценовую, плиоценовую и послетретичную эпохи, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 4, (3—4), 1926.
Андрусов Н. И., Южно-русский плиоцен по новейшим исследованиям, Азерб. нефт. хоз., № 6—7, 1928.
Андрусов Н. И., Верхний плиоцен Черноморского бассейна, Геология СССР, т. IV, ч. II, вып. 3, изд. Геол. ком., 1929.
Антипов, Краткий геогностический обзор окрестностей Чокракского озера и последствия розысканий серы, Горн. журн., ч. I, кн. III, 1849.
Анучин В. А., Спиридонов А. И., Закарпатская область, Географгиз, М., 1947.
Анучин Д., Ископаемый овцебык Ovibos fossilis Rüt, Дневник общ. и зоолог. музея, вып. 3, 1890.
Анучин Д., Рельеф поверхности Европейской России в последовательном развитии о нем представлений, Землеведение, т. II, кн. 1, 1895.
[Арандаренко Н.], Записки о Полтавской губернии Николая Арандаренко, составленные в 1846 г., Полтава, ч. I—II, 1848; ч. III, 1852.

Армашевский П. Я., Геологическое исследование Черниговской губ., Зап. Киевск. о-ва ест., т. IV, вып. 1, 1875
Армашевский П. Я., Предварительное сообщение о геологических наблюдениях в Черниговской губ., Зап. Киевск. о-ва ест., т. IV, вып. 3, 1876.
Армашевский П. Я., О валунных образованиях и лессе Черниговской губ. и некоторых прилегающих местностей. Речи и протоколы, VI съезд русск. ест. и врачей в 1879, СПБ. 1880.
Армашевский П. Я., Об орографическом строении Черниговской губ. в связи с распространением в ней лесса, Зап. Киевск. о-ва ест., т. VI (2), вып. 3, (Проток. общ. собр. за 1881 г.), 1881.
Армашевский П. Я., О геологических исследованиях в Подольской губ., в 1881 г., Зап. Киевск. о-ва ест., т. VI, вып. 2, (Проток. общ. собр. 1882 г.), 1882.
Армашевский П. Я., Предварительный отчет о геологических исследованиях в Полтавской губ. 1882 г., Изв. Геол. ком., т. 2, 1883.
Армашевский П. Я., Геологический очерк Черниговской губ., Зап. Киевск. о-ва ест., т. VII, вып. I, 1883.
Армашевский П. Я., К вопросу о гумусовом лессе, Зап. Киевск. о-ва ест., т. VII, вып. 2, (Проток. общ. собр. за 1884 г.), 1884.
Армашевский П. Я., О геологических исследованиях в Херсонской губернии в 1884 г., Зап. Киевск. о-ва ест., т. VIII, вып. 1, (Проток. общ. собр. за 1885 г.), 1886.
Армашевский П. Я., О некоторых кристаллических породах Овручского уезда Волынской губ., Зап. Киевск. о-ва ест., т. VIII, вып. 2, (Проток. общ. собр. за 1886 г.), 1887.
Армашевский П. Я., Об органических остатках из эоценовых образований с. Шпилевки, Зап. Киевск. о-ва ест., т. VIII, вып. 2, (Проток. засед. за 1886 г.), 1887.
Армашевский П. Я., О распространении древних речных образований в некоторых местностях бассейна Днепра, Зап. Киевск. о-ва ест., т. VIII, в. 2, (Проток. общ. собр. за 1886 г.), 1887.
Армашевский П. Я., О геологическом строении села Исачек, Полтавской губ., Зап. Киевск. о-ва ест., т. X, вып. 1, (Проток. общ. собр. за 1888 г.), 1889.
Армашевский П. Я., К геологии Овручского уезда, Зап. Киевск. о-ва ест., т. X, вып. 1, (Проток. общ. собр. за 1888 г.), 1889.
Армашевский П. Я., Некоторые данные для сравнения лесса Западной Европы и России, Зап. Киевск. о-ва ест., т. X, вып. 2, (Проток. общ. собр. за 1888 г.). 1889.
Армашевский П. Я., К геологии Волынской губ., Дневник X съезда русск. ест. и врачей, № 10, вып. 1, 1898.
Армашевский П. Я., К геологии Киева, Зап. Киевск. о-ва ест., т. XVI, вып. 2, (Проток. общ. собр. за 1897 г.), 1900.
Армашевский П. Я., О геологическом строении окрестностей м. Корсуня, Зап. Киевск. о-ва ест., т. XVI, вып. 2, (Проток. общ. собр. за 1897 г.), 1900.
Армашевский П. Я., О нахождении в Киеве костей мамонта совместно с кремневыми орудиями, Зап. Киевск. о-ва ест., т. XIV, вып. 1, (Проток. общ. собр. за 1883 г.), 1902.
Армашевский П. Я., Общая геологическая карта России, лист 46: Полтава—Харьков — Обоянь, Тр. Геол. ком., т. XV, № 1, 1903.
Архангельский А. Д., Верхнемеловые отложения Востока Европейской России, Мат. для геол. России, т. XXV, 1912.
Архангельский А. Д., Из наблюдений над послетретичными отложениями в Курской и Черниговской губ., Журн. засед. Почв. ком. Моск. о-ва с. хоз., вып. 2, 1913.
Архангельский А. Д., Заметка о послетретичных отложениях восточной части Черниговской и западной части Курской губ., Тр. Почв. ком., т. II, вып. 2, 1913.
Архангельский А. Д., О некоторых результатах работ по изучению Курской магнитной аномалии, Горн. журн., № 6, 1923.
Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Преображенский К. А., Некрасов Б. П., Общие результаты геологических исследований по северо-западным окраинам Донецкого бассейна в 1923 г., Тр. Особ. комисс. по исслед. КМА при Президиуме ВСНХ, Тр. геол. отд., вып. 5, 1924.
Архангельский А. Д., Денисова О. А., Крестовников В. Н., Геологические исследования в области Щигровского и Старооскольского максимумов КМА в 1921 г., Тр. Особой комисс. по исслед. КМА при Президиуме ВСНХ, Тр. геол. отд., вып. 5, 1924.
Архангельский А. Д., К вопросу об условиях залегания докембрийских пород в восточных частях Южно-Русской мульды, Тр. Особой комисс. по исслед. КМА при Президиуме ВСНХ. Тр. геол. отд., вып. 5, 1924.
Архангельский А. Д., Несколько слов о генезисе грязевых вулканов Апшеронского полуострова и Керченско-Таманской области, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 3, № 3—4, 1925.
Архангельский А. Д., О древности сероводородного заражения в морских бассейнах Крымско-Кавказской области и о вероятной связи этих явлений с процессами нефтеобразования, Нефт. хоз., т. X, № 4, 1926.

Архангельский А. Д., Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов, Фосфориты СССР, Изд. Геол. ком, Л., 1927.
Архангельский А., Крестовников В. и Шатский Н., Сеноманские и третичные фосфориты Южно-Русской впадины, Фосфориты СССР, изд. Геол. ком., Л., 1927.
Архангельский А. Д., Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных горных пород, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 5, № 3—4, 1927.
Архангельский А. Д., Карта и разрезы осадков дна Черного моря, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 6, № 1, 1928.
Архангельский А. Д., Об отношениях складчатости Керченского полуострова к тектонике Крымских гор, Вестн. Геол. ком., т. 3, № 2, 1928.
Архангельский А. Д., Причины Крымских землетрясений и геологическое будущее Крыма, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 7, № 1—2, 1929.
Архангельский А. Д. и Баталина М. А., К познанию истории развития Черного моря, Изв. АН СССР, сер. VII, № 8, 1929.
Архангельский А. Д., Блохин А. А., Меннер В. В., Осипов С. С, Соколов М. И. и Чепиков К. Р., Краткий очерк геологического строения и нефтяных месторождений Керченского полуострова, Тр. Главн. геол.-разв. упр., вып. 13, 1930.
Архангельский А. Д., Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 8, вып. 1—2, 1930.
Архангельский А. Д., Краткий очерк геологической истории Черного моря, Путеводитель экскурсий II-ой четверт. геол. конф., Л.—М., 1932.
Архангельский А. Д., Страхов Н. М., Геологическая история Черного моря, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 10, вып. 1, 1932.
Архангельский А. Д., Геологическое строение СССР. Европейская и Средне-Азиатская части, Гос. н.-техн. геол.-разв. изд-во, Л.—М., 1932.
Архангельский А. Д. и Шатский Н. С., Схема тектоники СССР, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 11, № 4, 1933.
Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В., Павловский Е. В., Херасков Н. П. и др., Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
Архангельский А. Д., Михайлов А. А., Федынский В. В. и Люстих Е. Н., Геологическое значение аномалий силы тяжести в СССР, Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1937.
Архангельский А. Д. и др., Тектоника докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы по данным общей магнитной съемки СССР, Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 2, 1937.
Архангельский А. Д., Геологические результаты общих магнитометрических и гравиметрических работ в СССР, Тр. XVII сессии Междун. геол. конгр., т. I, М., 1939.
Архангельский А. Д., О строении Русской платформы, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 18, вып. 3—4, 1940.
Архангельский А. Д., Геологическое строение и геологическая история СССР, т. I. Геологическое строение СССР и его отношение к строению остальной земной поверхности, М.—Л., Гос. изд-во геол. лит-ры, 1941.
Архангельский А. Д., Геологическое строение и геологическая история СССР, т. II, Докембрий и палеозой, М.—Л., Гос. геол. изд-во, 1948.
Архангельский А. Д., Избранные труды, т. I, Изд-во АН СССР, 1952.
Аршинов В. В., О вулканических туфах окрестностей Балаклавы, Изв. Петр. ин-та, № 1, 1910.
Аршинов В. В., Алюминиевые руды и возможность их нахождения в России, Мат. для изуч. ест. производ. сил России, вып. 6, 1916.
Бабинець А. Є., Вуглекислі мінеральні джерела Радянських Карпат, ДАН УРСР, № 5, 1947.
Бабинець А. Є., Схема районування мінеральних вод Радянських Карпат, ДАН УРСР, № 5, 1947.
Бабинец А. Е., Гидрогеологические условия Трускавецких минеральных источников, Наук. зап. Київськ. держ. ун-ту, т. VII, вип. 5, 1948.
Бабинець А. Є., Мінеральні джерела Радянського Закарпаття та перспективи їх використання, Вісн. АН УРСР, № 4, 1948.
Бабинець А. Є., Моршинські мінеральні води, Геол. журн. АН УРСР, т. IX, вип. 1—2, 1948.
Бабинець А. Є., Провінції мінеральних вод Закарпаття, Геол. журн. АН УРСР, т. IX, вип. 3, 1948.
Бабинець А. Є. і Радько Н. И., Мінеральні води курорту Немирів, Геол. журн. АН УРСР, т. X, вип. 1, 1950.
Бабинець А. Є., Питання генезису мінеральних джерел району Сейми — Келечень, Геол. журн. АН УРСР, т. X, вип. 2, 1950.
Бабинець А. Є., Підземні води території зрошуваних земель на півдні Української РСР, Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 2, 1951.

Бабинець А. Є., Типізація мінеральних вод південного схилу Радянських Карпат з точки зору їх використання, Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 4, 1951.
Бабинець А. Є., Просадочні явища в зв'язку з надмірним зволоженням лесовидних грунтів у межах правобережних терас середнього Дніпра, Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вип. 1, 1952.
Бабинець А. Є., Мінеральні води Української РСР, Вісн. АН УРСР, № 7, 1953.
Бабков И. И., Морские послетретичные террасы и раковинные скопления по берегам Крыма, Природа, № 6, 1929.
Бабков И. И., Географические и геоморфологические наблюдения в восточной части Горного Крыма, Тр. Геол.-эконом. н.-и. ин-та, вып. 4, 1934.
Бабков И. И., Материалы по геоморфологии восточной части Горного Крыма, Очерки по физической географии Крыма, вып. 1, ОНТИ, М.—Л., 1938.
Байковская Т. Н., О неогеновой флоре Закарпатской области УССР, Тр. Львовск. геол. о-ва, сер. палеонт., вып. 2, 1953.
Бакин Н., О стратиграфии третичных отложений на Дону, Уч. зап. Сарат. гос. ун-та, сер. почв., т. I, вып. 1, 1937.
Бакиров А. А., Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений Средне-Русской синеклизы, М.—Л., Гостоптехиздат, 1948.
Бакиров А. А., Современные представления о геологическом строении кристаллического фундамента Русской платформы (по данным опорного бурения), Тр. Акад. нефт. пром., вып. 1, 1954.
Балабушевич И. А., Результаты геофизических работ по поискам и разведке соляных структур в Днепровско-Донецкой впадине, Мат. по нефтен. Днепр.-Донецкой впадины, вып. 1, Изд-во АН УССР, 1941.
Балабушевич И. А., Результаты геофизических работ в Прикарпатье, Тр. н.-геол. совещания по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.
Балабушевич И. А., Геологическое строение Днепровско-Донецкой впадины по данным геофизических исследований, Тр. н.-геол. совещания по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.
Балуховский Н. Ф., Энергетические ресурсы Причерноморской впадины, Тр. Конф. по проблеме Сиваша, Изд-во АН УССР, 1940.
Балуховский Н. Ф., Метаморфизм углей Донбасса и правило Уайта, Большой Донбасс (сб. статей), М.—Л., 1941.
Балуховський М. П., Про прояви соляної тектоніки біля ст. Перещепине, Дніпропетровської області, ДАН УРСР, № 3, 1948.
Балуховский Н. Ф., Задачи геологоразведочных работ на окраинах Донбасса, Тр. науч.-геол. совещания по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.
Балуховський М. П. і Шульга П. Л., Про вік кам'яновугільних відкладів в районі Петрівського купола, Геол. журн. АН УРСР, т. X, вип. 1, 1950.
Балуховский Н. Ф., О книге М. В. Муратова «Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран», Геол. журн. АН УССР, т. XII, вып. 1, 1952.
Балуховський М. П., Про вік конгломератів Бахмутської котловини, Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вип. 3, 1952.
Балуховський М. П. і Клименко В. Я., Закономірність зміни пористості і проникності пісковиків залежно від складу і типу цементу в них в Дніпровсько-Донецькій западині та на околицях Донбасу, Геол. журн. АН УРСР, т. XV, вип. 2, 1955.
Банковський В. О., До питання про відносний вік найголовніших тектонічних фаз у Донецькому кам'яновугільному басейні, Геол. журн. АН УРСР, т. II, вип. 1, 1935.
Банковский В. А., Новые данные о геотермических условиях в Донецком бассейне, Сб. памяти акад. П. И. Степанова, Изд-во АН СССР, М., 1952.
Банковський В. О., Інтрузії основних порід на південному сході Донбасу, ДАН УРСР, № 1, 1952.
Банковский В. А., По поводу статьи Попова В. С. и Лапкина И. Ю. «Основные черты геологического строения северной окраины Донецкого бассейна», Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 28, вып. 3, 1953.
Банковський В. О., Умови мінералогічної та хімічної концентрації в процесі осадкоутворення Донецького продуктивного карбону, Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, вип. 3, 1953.
Банковский В. А., Изменение физико-географических условий в верхнем карбоне Донецкого бассейна в связи с проявлением тектонических движений, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1954.
Баранов В. И., Этапы развития флоры и растительности СССР в третичном периоде, ч. II. Верхний отдел третичного периода, Уч. зап. Казанск. гос. ун-та, т. 110, кн. 6. Ботаника, вып. 6, 1950.
Баранов В. И., Этапы развития флоры и растительности СССР в третичном периоде, ч. III. Итоги изучения ископаемых третичных флор и проблема реликтов в современной растительности СССР, Уч. зап. Казанск. гос. ун-та, т. 114, кн. 4. Ботаника, 1954.

Баранов К. П., Опыт использования конкреций из украинских лессов в качестве маркирующего средства, Бюлл. Комисс. по изуч. четверт. периода АН СССР, № 19, 1953.
Баранова Н. М., Про мінералогічний склад пісків канівського ярусу, Геол. журн. АН УРСР, т. X, вып. 2, 1950.
Баранова Н. М., До питання про літологію майкопських відкладів з Причорноморської западини, Геол. журн. АН УРСР, т. X, вип. 4, 1950.
Баранова Н. М., Особливості петрографічного складу кінських та нижньосарматських відкладів в басейні р. Кінської, Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 4, 1951.
Баранова Н. М., Про мезо-кайнозойські відклади басейну р. Грузький Єланчик, ДАН УРСР, № 6, 1955.
Баранова Н. М., Гавриш В. К., Про нижньотретинні відклади Дніпровсько-Донецької западини, Геол. журн. АН УРСР, т. XVI, вип. 1, 1956.
Барбот-де-Марни Н. П., Отчет о поездке в Галицию, Волынь и Подолию в 1865 г., Юбил. сб. минер. о-ва, СПБ, 1867.
Барбот-де-Марни Н. П., Сарматский ярус миоценовой формации, Горн. журн., ч. III, № 7, 1867.
Барбот-де-Марни Н. П., Эоценовые пласты на Днепре, Горн. журн., ч. IV, № 11, 1867.
Барбот-де-Марни Н. П., О балтском ярусе третичной почвы Южной России, Зап. СПБ. минер. о-ва, т. IV (Проток. засед. за 1868 г.), 1869.
Барбот-де-Марни Н. П., Геологический очерк Херсонской губернии, СПБ, 1869.
Барбот-де-Марни Н. П., Геологические исследования от г. Курска через г. Харьков до г. Таганрога, Горн. журн., № 11, 1870.
Барбот-де-Марни Н. П., Геологические исследования, произведенные в 1868 г. в губ. Киевской, Подольской и Волынской, Зап. СПБ. минер. о-ва, VIII, 1872.
Барбот-де-Марни Н. П. и Карпинский А. П., Геологические исследования в Волынской губернии, Науч.-истор. сборн., СПБ. горн. ин-та, 1873.
Барков А. А., К морфологии Карадага, Землеведение, т. XXVIII, вып. I—II, 1926.
Басс Ю. Б., Про крейдові і палеогенові відклади басейну р. Молочної, Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, вип. 1, 1941.
Басс Ю. Б., О возрасте бурых углей Криворожья, сб. «Новые данные по геологии и полезным ископаемым Украины», Укр. геолог. упр., 1946.
Баталина М. А., Нижнекаменноугольные Ostracoda с р. Кальмиус (Донецкий бассейн), Тр. Всес. геол.-разв. объед., вып. 332, 1933.
Батурин В. П., Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам, Изд-во АН СССР, 1947.
Безбородько Н. И., Контактовые взаимоотношения гранитов и гнейсов в связи с изучением этих пород вдоль побережья Днепра (Новогеоргиевск, Никополь, Лубны), 1918.
Безбородько Н. И., Графито-железо-каолиновые месторождения в Первомайском у-де Одесской губ., Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 6, 1925.
Безбородько Н. И., Кристаллические породы окрестностей Винницы, II-й Всесоюзный съезд геологов, Геологический путеводитель, 1926.
Безбородько Н. И., К геологии полевых шпатов Украины, Мат. совещ. по полевым шпатам, изд. КЕПС, Л., 1927.
Безбородько Н. И., Гранатовые мигматиты Подолии и гибридизированные граниты юга Волыни, Зап. Киевск. о-ва ест., т. XXVIII, вып. 3, 1928.
Безбородько М. І., Терен мігматизації на лівобережжі України та ортитовий граніт с. Салтичії на Маріупольщині, Тр. Укр. н.-д. геол. ін-ту, т. II, 1928.
Безбородько Н. И., К статье Половинкиной «К стратиграфии украинского докембрия», Изв. Геол. ком., т. 48(5), 1929.
Безбородько М. І., Зональні ксеноліти, Тр. Укр. н.-д. геол. ін-ту, т. III, 1929.
Безбородько Н. И., Граниты Волыни и их пегматиты, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 13, 1929.
Безбородько Н. И., К петрогенезису темноцветных пород Подолии и соседних районов, Тр. Минер. ин-та АН СССР, т. I, 1931.
Безбородько Н. И., К вопросу о батолитовой проблеме на Украине, Пробл. сов. геол., № 9, 1933.
Безбородько М. І., Монцоніти України, Тр. Укр. н.-д. ін-ту геол. наук, т. V(2), 1934.
Безбородько М. І., Тектонічна лінія «Чернігів — Донбас» на лівобережжі України (або так звана «лінія вулканізму»), Журн. геол.-геогр. циклу ВУАН, № 4(8), 1934.
Безбородько М. І., Проблема петрогенетичних взаємовідношень між породами, серіями та формаціями Української кристалічної смуги, Журн. геол.-геогр. циклу ВУАН, № 4(8), 1934.
Безбородько Н. И., Петрографические заметки к книге «Петрографія України» В. И. Лучицкого и П. И. Лебедева, Пробл. сов. геол., № 3, 1935.
Безбородько Н. И., Этапы вулканизма и эпохи докембрия УССР, Пробл. сов. геол., № 11, 1935.

Безбородько М. І., Петрогенезис і петрогенетична карта кристалічної смуги України, Вид-во АН УРСР, 1935.
Безбородько Н. И., Кристаллическая полоса Украины, как геопетрогенетическая провинция, и средний химический состав ее магматических пород, сб. «Акад. В. И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности», т. II, 1936.
Безруков П. Л., Датские отложения Восточно-Европейской платформы, Геол. иссл. агрон. руд. СССР, Тр. научн. ин-та по удобр. и инсектофунгис., вып. 142, 1937.
Безчастнов М. Ф., Оползни Одесского побережья, их причины и меры борьбы, Тр. Южн. обл. мелиор. орг. (Ю.О.М.О.), вып. II, Одесса, 1923.
Безуглый А. М., Третичные известняки УССР как база для развития цементной промышленности. Тезиси VI наук. сесії Київськ. держ. ун-ту, сер. геол., 1948.
Белевцев Я. Н. Новые данные о стратиграфии криворожских пород, Бюлл. НИГРИ, № 3—4, 1940.
Белевцев Я. Н., Структура рудного поля рудника им. Дзержинского, Сов. геол., № 4, 1940.
Белевцев Я. Н., Классификация и условные обозначения пород Кривого Рога, Кривой Рог, Облиздат, 1945.
Белевцев Я. Н., Стратиграфия и тектоника Криворожского бассейна, Сов. геол., сб. II, 1946.
Белевцев Я. Н., Седиментация пород Криворожской свиты, Сов. геол., сб. 23, 1947.
Белевцев Я. Н., Типы рудных полей Криворожских железорудных месторождений и соображения о генезисе криворожских руд, Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1951.
Белевцев Я. Н., Генетическая классификация железных руд Кривого Рога, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 6, 1952.
Белевцев Я. Н., Образование мартитовых руд Кривого Рога, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 7, 1953.
Белевцев Я. Н., О взглядах А. П. Никольского на стратиграфию и структуру докембрийских пород Кривого Рога, Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1954.
Белевцев Я. М., Генезис залізних руд південного району Криворізького басейну, Геол. журн. АН УРСР, т. XIV, вип. 3, 1954.
Белевцев Я. М., Стратиграфічні підрозділи і стратиграфічна номенклатура докембрію Кривого Рогу, Геол. журн. АН УРСР, т. XV, вип. 4, 1955.
Белик Я. Г. и Папкова Л. П., Некоторые исследования строительных материалов Киевских Золотых ворот, Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1954.
Белицкий А. А., Классификация тектонических разрывов и геометрические методы их изучения, М., 1953.
Белоусов В. В. и Яроцкий Л. А., Некоторые общие вопросы тектоники Керченско-Таманской области, Пробл. сов. геол., № 3, 1934.
Белоусов В. В. и Яроцкий А. А., Грязевые сопки Керченско-Таманской области, условия их возникновения и деятельности, Тр. Гелиогазразв., вып. 8, 1936.
Белоусов В. В., Фации и мощность осадочных толщ Европейской части СССР, Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, сер. геол., т. 76, № 23, 1944.
Белоусов В. В., О происхождении складчатости, Сов. геол., сб. 16, 1947.
Белоусов В. В., Общие закономерности геотектонического процесса, Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.
Белоусова В. Т., Корреляционные признаки третичных и мезозойских отложений Роменского купола, Тр. Нефт. конф. 1938 г., Изд-во АН УССР, 1939.
Белоцерковец Б. П., Землетрясения и сейсмическое строительство в Крыму, Крым, № 1 (6), вып. 2, 1928.
Бельский С. В., К петрографии Волыни. Песчаники Житомирского, Овручского и Новоград-Волынского уездов, Житомир, 1912.
Бельский С. В., К петрографии Волыни. Песчаники Житомирского и Овручского уездов. Статья вторая, Тр. О-ва исслед. Волыни, т. VII, Житомир, 1913.
Бельский С. В., Отчет о геологических работах 1921 г. в Волынской губ., Житомир, 1923.
Бельский С. В. и др., Исследования 1923 г. в Волынской губ. по составлению геологической карты и поискам полезных ископаемых, Тр. Волынск. геол. партии, Житомир, 1925.
Більський С. В., Нове до геології Волині, Зап. Волинськ. ін-ту нар. освіти, кн. 1, Житомир, 1926.
Більський С. В., Ненадкевич-Говорова Н. К. та ін., Геологічні досліди на Волині року 1928—1929, вид. Волин. крайового н.-д. музею, Житомир, 1930.
Більський С. В., Геологічні досліди Коростенщини, вид. Волин. крайового н.-д. музею, Житомир, 1931.
Беляпкин Д. С., О часовъярском монотермите и об иллите из Иллинойса, Зап. Всес. минер. о-ва, I сер., ч. 71, вип. 1—2, 1942.
Берг Л. С., О происхождении лесса, Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 52, вып. 6, 1916.
Берг Л. С., Очерк исследования озер России в гидрогеологическом отношении, Изв. Росс. гидрол. ин-та, № 5, 1923.

Берг Л. С., О почвенной теории образования лесса, Изв. Геогр. ин-та, вып. 6, 1926.
Берлинг Н. И., Перспективы ртутной промышленности в Союзе, Цветные металлы, № 2, 1930.
Бернадская Л. Г., Лапчик Ф. Е., Усенко И. С., Об эффузивах Черниговского района (Днепровско-Донецкая впадина), ДАН СССР, т. XCV, № 6, 1954.
Бернадська Л. Г., Про хлорит з ультрабазитів Середнього Приазов'я, Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 4, 1951.
Бернацкий, Краткий очерк истории работ урегулирования р. Роси в нижнем ее течении в пределах Черкасского и Каневского уездов Киевской губ., изд. Ком. по урегулированию р. Роси, Киев, 1913.
Бернацкий Л. Н., Оползни Южного берега Крыма, Строит. промышл., № 4, 1926.
Бибиков С. Н., Предварительное сообщение о результатах работ Крымской экспедиции в 1935 г., Тр. Сов. секции Междун. ассоц. по изуч. четверт. периода, вып. II, 1936.
Біленко Д. К., Матеріали до характеристики копальних грунтів Середньої Наддніпрянщини, Тр. Укр. н.-д. геол. ін-ту, т. IV, 1930.
Біленко Д. К., Про межу лесів і зандрів на території Києва та його околиць, Четверт. період, вип. 7, 1934.
Біленко Д. К., Четвертинні поклади західної частини Донецької області і прилеглих районів обл. Харківської і Дніпропетровської, Четверт. період, вип. 8, 1935.
Біленко Д. К., Геоморфологія та четвертинні поклади Лівобережжя Дніпра на дільниці Кременчук — Кобеляки, Наук. зап. Київськ. держ. ун-ту, геол. зб. № 1, 1935.
Біленко Д. К., До питання про відношення морени Дніпровського льодовикового язика до морени Верхнього Дніпра, Четверт. період, вип. 12, 1937.
Біленко Д. К., Матеріали до геологічної історії долини верхнього і середнього Дніпра, Вид-во АН УРСР, Київ, 1939.
Биленко Д. К., О куяльницком возрасте богдановской эрозионной ступени левобережья Среднего Днепра, Сов. геол., № 1, 1941.
Білик, А. О., Бражнікова Н. Є., Карпова М. О., Кожич-Зеленко М. П., Хоменко В. А., Про верхньопалеозойські відклади району Радченкова, Геол. журн. АН УРСР, т. XIV, вип. 1, 1954.
Билык А. О. и др., Новые данные о соленосной свите Донецкой перми, ДАН СССР, т. 103, № 1, 1955.
Білявський О. Я., Геоморфологічна і геологічна характеристика районів УРСР у зв'язку з питанням замулювання водосховищ, Геол. журн. АН УРСР, т. VII, вип. 1—2, 1940.
Бледе Г. К., Геогностический взгляд на некоторую часть Харьковской губернии, Горн. журн., ч. II, № 4, 1840.
Бледе Г. К., Геогностическое описание Харьковской губернии, Горн. журн., ч. II, 1841.
Бледе Г. К., Дополнение к геогностическим исследованиям Донецкого кряжа в Харьковской губ., Горн. журн., ч. IV, кн. X, 1844.
Близняк Е. В., Овчинников К. М., Быков Б. Д., Гидрография рек СССР, Гидрометеоиздат, М., 1945.
Блюмель В. И., О долерите Полтавской и траппе Волынской губ., Унив. изв., № 5, Киев, 1867.
Блюмель В. М., Пеликанитовый гранит, Горн. журн., № 8, 1871.
Бобков Н. В., Степной Крым, Материалы для характеристики рессурсов подземных вод по районам СССР, изд. ВГРО, 1933.
Бобровник Д. П., Матеріали до характеристики нижнього палеогену Харківщини, Зап. н.-д. геол. ін-ту, Харк. держ. ун-ту, т. 5, вип. 2, 1936.
Бобровник Д. П., Соболев Д. Н, Геологический и геоморфологический очерк левобережья р. С. Донца, Геол. очерк бассейна р. Донца, ОНТИ, 1936.
Бобровник Д. П., Кристаллический известняк окрестностей ст. Гнивани Винницкой области, Зап. Всес. минер. о-ва, ч. 82, вып. 4, 1953.
Бобровник Д. П., Анальцим из эффузивных пород рифея Волынской области, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 7, 1953.
Бобровник Д. П., Минералы меди в миоценовых отложениях Предкарпатья, Вопросы минералогии осадочных образований. Книга I, изд. Львовск. ун-та, 1954.
Богачев В. В., Следы второго средиземноморского яруса под г. Новочеркасском, Изв. Геол. ком., т. 20, № 4, 1901.
Богачев В. В., Обнажение неогеновых отложений в г. Новочеркасске, Изв. Геол. ком., т. 21, 1902.
Богачев В. В., Геологические исследования лежащей на правой стороне р. Дона части 77 листа общей геологической карты Европейской России, Изв. Геол. ком., т. 25, 1906.
Богачев В. В., Миоценовые отложения г. Новочеркасска, Ежег. по геол. и минер. России, т. XIII, вып. 3—4, 1911.
Богачев В. В., Геологический очерк Таганрогского округа, Ростов на Дону, 1916.
Богданов С., Химические исследования киевских глин, Зап. Киевск. о-ва ест., т. VII, вып. 1, 1883.

Богданов А. А. Соляные купола Нижнего Заволжья, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 12, 1934.

Богданов А. А., Некоторые особенности тектоники палеозойских отложений Донецкого бассейна, в связи с изучением строения его южных окраин, Мат. к познан. геол. строения СССР, вып. 9 (13), 1947.

Богданов А. А., Основные черты тектоники восточных Карпат, Сов. геол., сб. № 40, 1949.

Богданов А. А. и Пущаровский Ю. М., Основные черты тектоники центральной синклинальной зоны Восточных Карпат, Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1950.

Богданович А. К., О результатах изучения фораминифер миоцена Крымско-Кавказской области, Микрофауна нефтяных месторождений Кавказа, Эмбы и Средней Азии, М.—Л., 1947.

Боголюбов Н. Н., К геологической истории Калужского края в ледниковый период, Ежег. по геол. и минер. России, т. VII, 1904—1905.

Боголюбов Н. Н., О фазах межледниковой эпохи в Московской губ., Ежег. по геол. и минер. России, т. IX, 1907—1908.

Богомолов Г. В., Геологические структуры Белоруссии и краткая характеристика дочетвертичного и современного рельефа, Сб. I. Геология и полезные ископаемые БССР, Гос. издат. геол. лит-ры, 1946.

Богомолов Г. В., Геологические структуры западной части Русской платформы, Сов. геол., сб. 23, 1947.

Богословский Н. А., О некоторых явлениях выветривания в области Русской равнины, Изв. Геол. ком., т. 18, № 5, 1899.

Богушевский С. К., Материалы к оценке земель Полтавской губ., вып. 6, Гадячский уезд, 1891.

Богушевский С. К., Материалы к оценке земель Полтавской губ., вып. 13, Переяславский уезд, СПБ, 1892.

Бодиско А., Материалы к оценке земель Полтавской губ., вып. 10, Миргородский уезд, СПБ, 1891.

Бодылевский В. И., Отчет о работах на южном берегу Крыма, Отчет Геол. ком. за 1926, Изв. Геол. ком., т. 46, 1927.

Боженко Г. М., Лиса Н. Я., К минералогии пегматитовых образований западной Волыни, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 4, 1950.

Болдырева А. М., К описанию песчаников карбона и девона Донецкого бассейна, Мат. ЦНИГРИ. Петрография и минералогия, сб. № 2, 1933.

Болдырева А. М., Описание песчаников карбона свиты C_2^5 юго-восточной части Донецкого бассейна, пл. IX—32, Зап. Всес. минер. о-ва, сер. II, ч. LXV, вып. 2, 1936.

Болдырева А. М., Сравнительное изучение песчаников карбона свиты C_2^4 и C_5^2 из Шахтинского района (Донбасс). Зап. Всес. минер. о-ва, ч. 67, вып. 1, 1938.

Бондарчук В. Г., Географічний нарис Коростенщини, Бюл. Коростен. окр. інспект. наросвіти, № 2(6), 1927.

Бондарчук В. Г., До геології долішньо-карбонових вапняків Велико-Анадольського району, Тр. Укр. н.-д. ін-ту, т. III, 1929.

Бондарчук В. Г., Четвертинні поклади північно-східної частини Озівського моря, Зб. пам'яті акад. П. А. Тутковського, т. I, Вид-во АН УРСР, 1931.

Бондарчук В. Г., Каспійські поклади північно-східного узбережжя Озівського моря, Зб. пам'яті акад. П. А. Тутковського, т. II, Вид-во АН УРСР, 1931.

Бондарчук В. Г., Фавна солодководних покладів м. Меджибожа, Зб. пам'яті акад. П. А. Тутковського, Вид-во АН УРСР, т. II, 1931.

Бондарчук В. Г., Четвертинна фавна мч. Багачки на Полтавщині, Четверт. період, вип. 3 за 1931 р., 1932.

Бондарчук В. Г., Четвертинні озерні поклади с. Денешів на Волині, Четверт. період, вип. 3 за 1931 р., 1932.

Бондарчук В. Г., Четвертинні поклади північної Приозівщини, Журн. геол-геогр. циклу АН УРСР, № 3—6, 1932.

Бондарчук В. Г., Геологический путеводитель по окрестностям Таганрога, Тр. II Междун. конф. Ассоц. по изуч. четверт. периода Европы, вып. III, 1933.

Бондарчук В. Г., Четвертинна фауна з терас пониззя р. Псла, Четверт. період, вип. 6, 1933.

Бондарчук В. Г., До характеристики копальних м'якунів з четвертинних покладів України, Четверт. період, вип. 5, 1933.

Бондарчук В. Г., Про синхронізацію морських і континентальних четвертинних покладів Надчорномор'я, Журн. геол.-геогр. циклу АН УРСР, № 4 (8), 1934.

Бондарчук В. Г., Геологічний нарис околиць Солоного озера на Херсонщині, Наук. зап. Київськ. держ. ун-ту (геол. збірн.), № 1, 1935.

Бондарчук В. Г., Четвертинні поклади північної частини УРСР, Четверт. період, вип. 9, 1935.

Бондарчук В. Г., До питання про четвертинні відклади низу р. Прип'яті, Четверт. період, вип. 11, 1936.

Бондарчук В. Г., О геоморфологии Днепро-Донецкой впадины и направлении поисков соляных структур, Разв. недр, № 2, 1937.

Бондарчук В. Г., Будова четвертинного покриву УРСР, його стратифікація і стратиграфія, Вісті АН УРСР, № 2—3, 1937.

Бондарчук В. Г., Об ископаемых моллюсках из четвертичных отложений УССР, Тр. Сов. секц. Междун. ассоц. по изуч. четверт. периода, вып. I, 1937.

Бондарчук В. Г., О стратификации и стратиграфии лессового покрова УССР, Пробл. сов. геол., № 1, 1938.

Бондарчук В. Г., О лессе южной части Русской равнины, Сов. геол., № 8, 1939.

Бондарчук В. Г., Еще о неогеновых и четвертичных террасах Украины, Сов. геол., № 10—11, 1939.

Бондарчук В. Г., Тектоника Каневских «гор», Сов. геол., № 1, 1941.

Бондарчук В. Г., Геоморфология геосинклиналей, Изв. АН СССР, сер. геол., сб. № 1, 1944.

Бондарчук В. Г., Тектоніка і рельєф Канівських гір. Збірник праць Канівського біогеограф. заповідн. Київськ. держ. ун-ту, т. II, вип. I, 1946.

Бондарчук В. Г., Геологічна структура УРСР, вид. АН УРСР і Київськ. держ. ун-ту, 1946.

Бондарчук В. Г., Схема геоморфологічного районування УРСР, Наук. зап. Київськ. держ. ун-ту, т. V, вип. I, 1946.

Бондарчук В. Г., Тектоорогения, Изд-во Киевск. гос. ун-та, 1946.

Бондарчук В. Г., О физико-географических условиях образования лесса в гумусовых горизонтах юга СССР, Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 37, 1946.

Бондарчук В. Г., Геологічна будова УРСР, вид-во «Рад. школа», 1947.

Бондарчук В. Г., Геологическая структура УССР и перспективы ее нефтеносности, Тр. науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.

Бондарчук В. Г., Геоморфологія УРСР (Геологічний розвиток рельєфу УРСР), вид-во «Рад. школа», 1949.

Бондарчук В. Г., Геологічна структура Причорноморської низовини, ДАН УРСР, № 1, 1950.

Бондарчук В. Г., Достижения в изучении геологического строения УССР за годы Советской власти, Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1954.

Бондарчук В. Г., Тектонічний поділ Радянських Східних Карпат, Геол. журн. АН УРСР, т. XIV, вип. 2, 1954.

Бондарчук В. Г., Геологическое строение Советских Карпат, Природа, № 6, 1954.

Бондарчук В. Г., Морфологічне районування Радянських Східних Карпат, Вісн. АН УРСР, № 10, 1954.

Бондарчук В. Г., Стратиграфічний поділ четвертинних відкладів південно-західної частини Російської рівнини, ДАН УРСР, № 3, 1955.

Бондарчук В. Г., Нарис тектонічної будови території Української РСР, Геол. журн. АН УРСР, т. XV, вип. 3, 1955.

Бондарчук В. Г., Веклич М. Ф., Заморий П. К., Пидопличко И. Г., Соколовский И. Л., Путеводитель экскурсий Совещания по лессовым породам УССР, Изд-во АН УССР, Киев, 1955.

Борисов А. А., Карасев А. Д., Направление дальнейших геологоразведочных работ на территории Причерноморской впадины, Тр. науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.

Борисяк А. А., Геологические исследования в Изюмском и Павлоградском уездах, Изв. Геол. ком., т. XIX, вып. 2, 1900.

Борисяк А. А., Тектоника северо-западной окраины Донецкого кряжа, Тр. Варшавск. о-ва ест., т. 14, 1903.

Борисяк А. А., Об остатках ракообразных из нижнемеловых отложений Крыма, Изв. Геол. ком., т. 23, № 8, 1904.

Борисяк А. А., Pelecypoda юрских отложений Европейской России, вып. I. Nuculidae, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 11, 1904.

Борисяк А. А., О горных обвалах близ Алупки в Крыму, Сб. статей по геологии памяти И. В. Мушкетова, СПБ, 1905.

Борисяк А. А., Геологический очерк Изюмского уезда и прилежащей полосы Павлоградского и Змиевского уездов. Северо-западная окраина Донецкого кряжа, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 3, 1905.

Борисяк А. А., Pelecypoda юрских отложений Европейской России, вып. II, Arcidae, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 19, 1905.

Борисяк А. А., Pelecypoda Черноморского планктона, Изв. Акад. наук, т. XXII, № 4—5, 1905.

Борисяк А. А., Pelecypoda юрских отложений Европейской России, вып. III, Mytilidae, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 29, 1906.

Борисяк А. А., К вопросу о тектонике северо-западной окраины Донецкого кряжа, Изв. Геол. ком., т. 27, № 7, 1908.

Борисяк А. А., Фауна донецкой юры, вып. I, Cephalopoda, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 37, 1908.

Борисяк А. А., Pelecypoda юрских отложений Европейской России, вып. IV Aviculidae, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 44, 1909.

Борисяк А. А., Pseudomonotis ochotica Tel. крымско-кавказского триаса, Изв Геол. ком., т. 28, 1909.

Борисяк А. А., Об остатках крокодила из верхнемеловых отложений Крыма, Изв. Акад. наук, IV сер., т. VII, № 10, 1913.

Борисяк А. А., Севастопольская фауна млекопитающих, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 87 и 137, 1914 и 1915.

Борисяк А. А. и Яковлев Н. Н., Геологическая карта северо-западных окраин Донецкого кряжа, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 153, 1916.

Борисяк А. А., Донецкая юра, Геология России, т. III, ч. II, вып. 3, 1917.

Борисяк А. А. и Иванов Е., Pelecypoda юрских отложений Европейской России, вып. V. Pectenidae, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 143, 1917.

Борисяк А. А., Копальний ведмідь з лесу України, Зб. пам'яті акад. Тутковського, т. II, Вид-во ВУАН, 1932.

Борисяк А. А. и Беляева Е. И., Местонахождения третичных наземных млекопитающих на территории СССР, Тр. Палеонтол. ин-та, т. XV, вып. 3, 1948.

Борисяк Н. Д., Замечания о кристаллических породах поблизости Днепровских порогов, Унив. изв., № 7, Киев, 1862.

Борисяк Н. Д., О северном и западном продолжении, под новейшими осадками, западной части донецкой каменноугольной формации, Сб. мат., относящ. до геол. южн. России, кн. 1, Харьков, 1867.

Борисяк Н. Д., О стратиграфических отношениях почв в Харьковской и прилегающих к ней губерниях, Сб. мат., относящ. до геол. южн. России, кн. 1, Харьков, 1867.

Бочковский Ф. П., Гумусово-сапропелевые угли Донбасса, Сов. геол., сб. 23, 1947.

Бочковский Ф. П., Условия осадкообразования свит C_2^1 и C_2^2 в Красноармейском угленосном районе Донбасса, ДАН СССР, т. XC, № 6, 1953.

Бражникова Н. Е., К вопросу вертикального распространения фораминифер верхнего палеозоя Донбасса, Мат. по нефтен. Днепр.-Донецк. впадины, вып. 1, Изд-во АН УССР, 1941.

Бражнікова Н. Є., До стратиграфії кам'яновугільних відкладів західної та північної окраїн Донбасу за фауною форамініфер, Геол. журн. АН УРСР, т. X, вип. 1, 1950.

Бражнікова Н. Є., Про зміну фауни форамініфер на межі нижнього та середнього карбону Донбасу, Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 3, 1951.

Бражникова Н. Е., Материалы к изучению фауны фораминифер западных окраин Донбасса, Тр. Ин-та геол. наук, сер. стратигр. и палеонт., вып. 5, 1951.

Бражнікова Н. Є., До питання про зіставлення середнього карбону Донбасу і Підмосковного басейну за фауною форамініфер, Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вип. 4, 1952.

Бринкен О. А., О кристаллах натролита с горы Кара-Даг в Крыму, Изв. Акад. наук, VI сер., № 7, 1914.

Брод И. О., О принципах выделения и оценке известных и возможных зон нефтегазонакопления на территории Украинской ССР, Тр. научн.-геол. совещания по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.

Бронштейн К. Г., Магнитометрия при поисках нефти в УССР, Тр. Нефт. конф. 1938 г., Изд-во АН УССР, 1939.

Брудин И. Д., О постплиоценовых находках в Приазовье, Природа, № 1, 1936.

Бубнов С., Геология Европы, т. II, ОНТИ, 1935.

Будников П. П., Гипс и его исследование, Изд-во АН СССР, 1933.

Бузня А. Н., Результаты анализа гумусового лесса, Зап. Киевск. о-ва ест., т. XII, вып. 2, (Проток. засед. за 1891 г.), 1892.

Бульванкер Э. З., Кораллы ругоза силура Подолии, Госгеолиздат, 1952.

Булычев Н., Описание Кальмиус-Торецкой котловины, Горн. журн., т. III, № 7, 1877.

Буренин Г. С., Гидрогеологическая карта Черниговской губернии (в старых ее границах), Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 8, 1926.

Бурксер Е. С., Исследование Сакского озера, Ежег. Одесск. отд. Всерос. о-ва лечебн. местн., т. I, 1916.

Бурксер Е. С., Исследования соленых озер окрестностей г. Бердянска, Ежег. Одесск. отд. Всерос. о-ва лечебн. местн., т. 1, 1916.

Бурксер Е. С., Соленые озера окрестностей г. Ногайска, Ежег. Одесск. отд. Всерос. о-ва лечебн. местн., т. I, 1916.

Бурксер Е. С., Минеральные источники на побережьи Одесских лиманов, Ежег. Одесск. отд. Всерос. о-ва лечебн. местн., т. 1, 1916.

Бурксер Е. С. и Крокос В. И., Геологические и физико-химические исследования Славянских лечебных озер, Курортн. дело, № 7, 1923.

Бурксер Є. С., Солоні озера та лимани України (гідрохімічний нарис), Тр. фіз.-мат. відд. Всеукр. АН, т. VIII (I), 1928.

Бурксер Є. С., Мінеральні води УРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. II, вип. I, 1935.

Бурксер Е. С., Перспективы научно-исследовательской работы по соляным водоемам УССР, Тр. Конф. по пробл. Сиваша (1938), 1940.

Бурксер Є. С., Причини метаморфізації деяких соляних водойм УРСР, ДАН УРСР, № 3—4, 1945.

Бурксер Є. С., Проблеми геохімічних досліджень на Україні, Вісті АН УРСР, № 5—6, 1946.

Бурксер Є. С., Попередні підсумки робіт Ізмаїльської і Молдавської експедиції, Вісті АН УРСР, № 1 (119), 1946.

Бурксер Є. С., Генезис та геохімічне районування мінеральних вод України, ДАН УРСР, № 3—4, 1946.

Бурксер Є. С., Природні ресурси брому і йоду на Україні, IV Наук. сесія Київськ. держ. ун-ту. Тези допов., секція геол., 1947.

Бурксер Е. С., К вопросу о методике изучения геохимической обстановки в районе, подлежащем орошению Южно-Украинским каналом. IX наук. сесія Київськ. держ. ун-ту. Тези допов., секція геол., 1952.

Буроз, Карта Донецкого бассейна, изд. Съезда горнопромышл. юга России, 1909.

Бурчак-Абрамович М. И., До знаходження мамута (Elephas primigenius Blum) в с. Тишенцях (Фастівського р-ну) на Київщині, Четверт. період, № 8, 1935.

Бурчак-Абрамович М. И., Копальний байбак Marmota bobac Müll. з м. Житомира, Четверт. період, № 11, 1935.

Бурчак-Абрамович М. И., Череп бурого ведмедя Ursus arctos з четвертинних покладів околиць с. Збранки (Овруччина), Четверт. період, вип. 10, 1935.

Буцура В., Плейстоценовий возраст Восточных Карпат, ДАН СССР, т. 58, № 3, 1946.

Бушинский Г. И., Литология отложений верхнего мела Днепровско-Донецкой впадины, Рефераты науч.-исслед. работ за 1945 г., Отд. геол.-геогр. наук, Изд-во АН СССР, 1947.

Быховер Н. А., Вологдин А. Г., Матвеев А. К., К истории геологических исследований западной Украины, Сов. геол., № 4, 1940.

Варава К. М., До питання про обводненість бучацько-канівських відкладів у межах Чернігівської області, Геол. журн. АН УРСР, т. X, вип. 3, 1950.

Варава К. М., Про гідрогеологічні умови м. Умані, Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. I, 1951.

Варданянц Л. А., О четвертичной истории Кавказа, Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 65, вып. 6, 1953.

Вартанова Н. С., Артеменко И. Н. и Галкина Р. Г., О сидеритах в каменноугольных отложениях Львовской мульды, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 4, 1950.

Вартанова Н. С., К минералогии рифейских, кембрийских и силурийских отложений Брестско-Волынского поднятия, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 7, 1953.

Василенко В. П., Фораминиферы палеоцена центральной части Днепровско-Донецкой впадины, Микрофауна СССР, Сб. IV, Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 51, 1950.

Василенко В. П. и Негадаев-Никонов К. Н., Нижний палеоцен сев.-восточн. окраины Донбасса, ДАН СССР, т. XCVII, № 4, 1954.

Васильев, Геологическое описание месторождений каменного угля в Харьковской губ. близ села Петровского, Горн. журн., т. III, № 8, 1837.

Васильева Л. Б., О стратиграфическом расчленении таврической формации горного Крыма, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 27, вып. 5, 1952.

Васильева Л. Б., Эскиординский горизонт Таврической свиты Горного Крыма, Вестн. МГУ, сер. физ.-мат. и ест. наук, № 9, 1950.

Васильевский П. М., О научно-исследовательских работах в оползневых районах Южного берега Крыма, Вестн. Геол. ком., № 3, 1929.

Василюк Н. П., Хететиди нижньокам'яновугільних відкладів Донецького басейну, Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вип. 4, 1952.

Василюк Н. П., Етапи розвитку коралів у нижньому карбоні Донецького басейну, Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вип. 4, 1952.

Вассоевич Н. Б., О древнекаспийских отложениях на Таманском полуострове, Азерб. нефт. хоз., № 8—9, 1928.

Вассоевич Н. Б., Эберзин А. Г., К вопросу о стратиграфии плиоцена Черноморского бассейна, Тр. НИГРИ, сер. А, вып I, 1930.

Вассоевич Н. Б., Флиш и методика его изучения, Гостоптехиздат, 1948.

Ваховский Г., К вопросу о месторождении серы на Керченском полуострове при д. Чекур-Кояш, По Крыму. Сб. статей № 3, Симферополь, 1916.

Вебер В. В., Основные результаты изучения нефтеносности периферии Донбасса, «Большой Донбасс», Сб. статей, Госгеолиздат, 1941.

Вебер В. В., Проблема нефтеносности Донецкого бассейна, Гостоптехиздат, 1945.

Вебер В. В., Нефтеносные бассейны, их фации и условия накопления исходного материала для образования нефти, ДАН СССР т. LIII, № 5, 1946.

Вебер В. В., Нефтеносные фации и их роль в образовании нефтяных месторождений (К методике поисков нефти), Гостоптехиздат, 1947.

Вебер В. В., Нефтеносность юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и задачи дальнейших геологических работ. Тр. науч.-геол. совещ. по нефти озокериту и горючим газам УССР. Изд-во АН УССР, 1949.

Вебер В. Н., Трилобиты Донецкого бассейна, Тр. Всес. геол.-разв. объед., вып. 255, 1933.
Вебер Г. Ф., Находка верхнекаменноугольных трилобитов в Крыму, Изв. Акад. наук, VI сер., № 15, 1915.
Вебер Г. Ф., Отчет о поездке летом 1915 г., Тр. Петрогр. о-ва ест., т. 47, 1916.
Вебер Г. Ф., О границе меловых и юрских отложений в Крыму, Отчет Геол. ком. за 1924 г., Изв. Геол. ком., т. 44, № 2, 1925.
Вебер Г. Ф., Меловые и юрские морские ежи Крыма, ч. I, Тр. Всес. геол.-разв. объед., вып. 312, 1934.
Вебер Г. Ф., Влияние ледниковых периодов на фауну Черного моря, Тр. XVII Междун. геол. конгр., т. VI, 1940.
Вейнберг Г. П., Магнитная съемка Крыма, произведенная в 1900 г. П. Т. Пасальским, Зап. Импер. Акад. наук, т. XXXIII, № 10, 1915.
Веклич М. Ф., До питання про кінцеві морени в центральній частині Житомирської області, Геол. журн. АН УРСР, т. XIV, вип. 4, 1954.
Веклич М. Ф., До питання про кінцеві морени на межиріччі Кам'янки і Унави, Наук. зап. Київськ. держ. ун-ту, т. XII, вип. II, Тр. геогр. ф-ту, № 2, 1953.
Веклич М. Ф., Нові дані про мінералогічний склад лесу другої надзаплавної тераси річок правобережної України, ДАН УРСР, № 3, 1954.
Веклич М. Ф., Ромоданова А. П., Нові дані про докрейдові та крейдові відклади в Житомирській області, ДАН УРСР, № 4, 1955.
Венглинский И. В., Микропалеонтологическая характеристика сарматских отложений Закарпатской обл., Наук. зап. Львівськ. держ. ун-ту, т. XXIII, вып. 6, 1953.
Венглинский И. В., О микропалеонтологических исследованиях среднемиоценовых отложений Верхне-Тиссенской впадины Закарпатской области, Тр. Львовск. геол. о-ва, палеонт. сер., вып. 2, 1953.
Венюков П. Н., О силурийских отложениях Подольской губернии, Вестн. естествозн., № 1—9, СПБ, 1891.
Венюков П. Н., Фауна силурийских отложений Подольской губ., Мат. для геол. России, т. XIX, 1899.
Верболоз С. Е., О явлениях древнего размыва угольных пластов в Грушевском антрацитовом районе Донецкого бассейна, Разв. недр., № 4, 1940.
Вернандер Н. В., Годлин М. М., Самбург Г. Н., Скорина С. А., Почвы УССР, Киев—Харьков, 1951.
Вернадский В. И. и Попов С. П., Еникальские грязевые вулканы, Проток. МОИП, № 6—9, 1899.
Вернадский В. И., Материалы к оценке земель Полтавской губ., вып. XV. Кременчугский уезд, 1892.
Вернадский В. И., О новой магнитной аномалии, найденной в Крыму, и о необходимости ее исследования, Изв. Росс. Акад. наук, VI сер., т. XV, 1921.
Взнуздаев С. Т., Новые данные о сарматских рифовых известняках Молдавии, ДАН СССР, т. XC, № 4, 1953.
Викторова Р. Е. и Ковалевский С. А., Акчагыл в Молдавии, ДАН СССР, т. XCV, № 4, 1954.
Викулова М. Ф., Характеристика месторождений каменноугольных известняков Донбасса, снабжающих флюсом металлургические заводы УССР, Изв. Всес. геол.-разв. объед., т. 51, вып. 2, 1932.
Виленский Д. Г. О красноземовидных почвах Южного берега Крыма, Бюлл. почвовед. за 1926 г., № 5—7, 1927.
Виноградов Б. С., Материалы по изучению четвертичной фауны Крыма, Тр. Сов. секц. Междун. ассоц. по изуч. четверт. периода, вып. 1, 1937.
Виттенбург П. В., О руководящей форме Pseudomonotis'овых слоев верхнего триаса Северного Кавказа и Аляски, Изв. Имп. Акад. наук, VI сер., т. VII, № 9, 1913.
Вознесенский А. В., Разведочные наблюдения в 1922—1923 гг. в области магнитной аномалии на Карадаге в Крыму, Изв. Центр. гидрометеоролог. бюро, вып. IV, 1925.
Вознесенский А. В., Землетрясения 1927 г. в Крыму, Природа, № 12, 1927.
Вознесенский А. В., Бешуйский каменный уголь, Эконом. и культура Крыма № 1—4 (6), 1932.
Вознесенский В. А., Гидрогеологические исследования в Александровском уезде Екатеринославской губ., изд. Екатериносл. губерн. земства, СПБ, 1898.
Вознесенский В. А., Гидрогеологические исследования в Ново-Московском уезде Екатеринославской губ., Тр. Геол. ком., т. 20, № 2, 1902.
Вознесенський О. Н., Умови уложення меотичної фауни і флори у с. Гребенниках Тираспольського району Молд. АРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. IV, вип. 1, 1937.
Вознесенський О. Н., Умови уложення меотичної фауни хребетних в с. Нова Єметівка Одеського району УРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. VI, вип. 1—2, 1939.
Вознесенський О. Н., До питання про геохронологію четвертинних відкладів, Геол. журн. АН УРСР, т. V, вип. 3, 1938.
Вознесенський О. Н., До питання геохронології четвертинного періоду в Європі й абсолютного віку четвертинних відкладів та елементів долинного ландшафту УРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, вип. 4, 1946.
Вознесенський О. Н., Розчленування ярусу червонобурих глин, що залягають у північному районі лівобережжя нижнього Дніпра, Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, вип. 4, 1953.
Войнов В. П., Геологическое строение восточной части Большого Донбасса, Сб. статей «Большой Донбасс», Госгеолиздат, 1941.
Волков Ф. К., Палеолитическая стоянка в с. Мезине Черниговской губ., Тр. XIV археол. съезда в г. Чернигове, т. III, М., 1911.
Вологдин А. Г., Геология Восточных Карпат и Предкарпатья, Сов. геол., № 4, М., 1940.
Вологдин С. П., Керченская руда и ее роль в металлической промышленности юга России, Горн. журн., № 12, 1923.
Воробьева З. П., Фауна девонских отложений Белорусской ССР, Изв. АН БССР, № 6, 1950.
Воронова И. Н., Меотическая флора юга Украины, Ленинград, 1951.
Воскобойников и Гурьев, Геогностическое описание Южного берега Крыма, Горн. журн., ч. 2, кн. 5, 1832.
Воскресенский А. И., К петрографии Крыма, Изв. Варшавск. ун-та, т. III, 1915.
Выдрин И. П., Материалы к оценке земель Полтавской губ., вып. XIV. Пирятинский уезд, СПБ, 1892.
Выдрин И. П. и Сибирцев Н. М., Старобельский участок, Тр. экспед., снаряж. Лесн. Департ. под руков. Докучаева, т. 1, вып. 2, СПБ, 1894.
Выржиковский Р. Р., О геолого-разведочных работах в Приднестровской части Подольского фосфоритного района в 1922—1923 гг., Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 5, 1924.
Выржиковский Р. Р., Предварительный отчет об изучении разведочных буровых скважин на дне Южно-Бугского лимана и некоторые замечания к геологии этого лимана, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вып. 6, 1925.
Выржиковский Р. Р., Геологический очерк Шабалтского озера, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вып. 8, 1926.
Выржиковский Р. Р., Геологический путеводитель по западной Подолии, изд. II. Всес. съезда геол., 1926.
Выржиковский Р. Р., Новые данные по геологии Приднестровья, Вестн. Геол. ком., вып. 10, 1927.
Выржиковский Р. Р., Новые данные по геологии Приднестровья, Вестн. Геол. ком., т. II, № 2, 1927.
Выржиковский Р. Р., Новая гряда сарматских рифовых известняков в Подолии, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вып. 11, 1928.
Выржиковский Р. Р., Современная трансгрессия Черного моря, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 11, 1928.
Выржиковский Р. Р., Открытие палеогена в Подольском Приднестровье, Изв. Геол. ком., т. 48, № 3, 1929.
Выржиковский Р. Р., Заметка о «подольском ярусе» приднестровского неогена, Изв. Геол. ком., т. 48, № 4, 1929.
Выржиковский Р. Р., Краткий геологический очерк Могилевского Приднестровья, Вісн. Укр. район. геол.-разв. упр., вип. 14, 1929.
Виржиківський Р. Р., Наслідки роботи з детального геологічного здіймання Подільського фосфоритового району, Бюл. Укр. відд. Геол. ком., № 1—2, 1929.
Виржиківський Р. Р., Про дислокацію східного Поділля, Четверт. період, вип. 3, 1932.
Виржиківський Р. Р. та Фремд М. В., До історії долини Дніпра в районі Нікополя, Четверт. період, вип. 3 за 1931 р., 1932.
Виржиківський Р. Р., Деякі зауваження і припущення про будову Криму і його четвертинну історію, Уч. зап. Харківськ. держ. ун-ту, № 4, 1936.
Высоцкий Г. Н., Степной иллювий и структура степных почв, Почвоведение, №№ 2 и 3, 1901.
Высоцкий Г. Н., Пробные глубокопочвенные раскопки в Аскании Новой, Изв. Гос. степного запов. Аскания Нова, вып. II, Херсон, 1923.
Вялов О. С., Краткий очерк общего характера флиша Карпат и его особенностей, Тр. Львовск. геол. о-ва, сер. геол., вып. 1, 1948.
Вялов О. С., Структура Карпат и Закарпатской области УССР, Тр. научн.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.
Вялов О. С., Час утворення флішового відрога Карпат і характер порід його фундаменту, ДАН УРСР, № 6, 1950.
Вялов О. С., Ладыженский Н. Р. и Ткачук Л. Г., Туфовый горизонт в менилитовой серии Восточных Карпат, ДАН СССР, т. LXXIX, № 1, 1951.
Вялов О. С., Замечания о палеогеновом флише Борислава, ДАН СССР, т. LXXVII, № 3, 1951.
Вялов О. С., Схема стратиграфии северного склона Карпат, ДАН СССР, т. LXXVII, № 4, 1951.
Вялов О. С., Схема деления миоцена Предкарпатья, ДАН СССР, т. LXXVIII, № 5, 1951.
Вялов О. С., Про «накладені мульди» в Карпатах, Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вип. 3, 1952.

Вялов О. С. і Ткачук Л. Г., Про виходи давніх порід в околицях Ізмаїла, Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, вип. 4, 1953
Вялов О. С., Общее структурное подразделение западных областей УССР, Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.
Вялов О. С., Краткий очерк истории развития Восточных Карпат и сопредельных областей, Тр. Львовск. геол. о-ва, сер. геол., вып. 3, 1953.
Вялов О. С., Дикенштейн Г. Х. и Обут А. М., О новой находке граптолитов в подольском силуре, Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1954.
Габлицль К., Физическое описание Таврической области по ее местоположению и по всем трем царствам природы, СПБ, 1785.
Гаврилов Е. А. и Щербакова М. В., Материалы по геоморфологии береговой полосы Южного берега Крыма, Уч. зап. МГУ. География, т. XIX, 1938.
Гавриш В. К., Деякі дані про пермські та тріасові відклади Дніпровсько-Донецької западини, Геол. журн. АН УРСР, т. XV, вип. 1, 1955.
Гаврусевич Б. А., К минералогии и геохимии пегматитов Волыни, Тр. Минер. музея АН СССР, т. IV, 1930.
Гаврусевич Б. А., Проблема генезиса пеликанитов Украины, Тр. Минер. ин-та АН СССР, т. 1, 1931.
Гаврусевич Б. А., О геохимико-генетических типах пегматитов правобережной Украины, Тр. Ломонос. ин-та, вып. 2, 1933.
Галушко П. Я., О происхождении соляных куполов УССР, Труды Нефт. конф. 1938 г., Изд-во АН УССР, 1939.
Гапеев А. А., Геологический очерк западной окраины Донецкого бассейна, Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 123, 1927.
Гапонов Е. А., Ископаемые диатомовые водоросли из сарматских слоев севера Таврической губ., Зап. Новоросс. о-ва ест., т. 39, 1912.
Гапонов Е. А., Рельеф и подземные воды юга Украины, Тр. Южной обл. мелиор. орган., вып. 1, 1922.
Гапонов Е. А., Гидрогеологический разрез через Тирасполь, Николаев и Качкаровку, Тр. Южной обл. мелиор. орган., вып. 2, Одесса, 1923.
Гатуев С. А., Акчагыльские отложения южной части Ставропольской губ. и смежных мест Терской обл., Ежег. геол. и минер. России, т. XVI, вып. 5—6, 1914.
Гедройц А. К., Предварительный отчет о геологических исследованиях в Полесьи, Изв. Геол. ком., т. 5, 1886.
Гедройц А. К., Геологические исследования в губ. Виленской, Гродненской, Минской, Волынской и северной части Царства Польского, Мат. для геол. России, т. XVII, 1895.
[Гельмерсен Г. П.], Пояснительные примечания к генеральной карте горных формаций Европейской России, изданной г. Гельмерсеном, Горн. журн., ч. II, 1841.
Гельмерсен Г. П., Отчет о геологических исследованиях, произведенных в 1864 г. на Самарской луке, в Крыму и в Донецком кряже, Горн. журн., ч. I, 1865.
Гельмерсен Г. П., Донецкий каменноугольный кряж и его будущность в промышленном отношении, Горн. журн., ч. I, 1865.
Гельмерсен Г. П., Отчет по исследованию в 1869 г. месторождений бурого угля в Киевской и Херсонской губерниях, Горн. журн., № 6, 1870.
Георгиевский А. С., Материалы к оценке земель Полтавской губ., вып. I, Полтавский уезд, СПБ., 1890.
Герасимов И. П., Проблема генезиса и возраста лессовых отложений в палеогеографическом освещении, Изв. гос. геогр. о-ва, т. 71, вып. 4, 1939.
Геренчук К. И., Оротектоника Украинской ССР, Уч. зап. Чернов. гос. ун-та, сер. геол. и геогр. наук, т. X, вып. 3, 1953.
Гершойг Ю Г., Залізні руди Криворіжжя, Вид-во «Вугілля і руда», Харків—Дніпропетр., 1932.
Гершойг Ю. Г., Детализация стратиграфической схемы Криворожья, Пробл. сов. геол., № 4, 1937.
Гершойг Ю. Г., Тектоническая схема Криворожья, Сов. геол., т. VIII, № 10, 1938.
Гершойг Ю. Г., Фазы петрогенезиса в кристаллических сланцах Криворожья, Сов. геол., сб. 37, 1949.
Гидрогеологический очерк Донецкого бассейна. Сб. статей под ред. В. С. Попова, Н. А. Родыгина и Д. И. Щеголева, Изд. Главн. геол.-разв. упр., М.—Л., 1930.
Гинзберг А. С., К петрографии Приазовской кристаллической полосы, Изв. Петрогр. политехн. ин-та, т. XXV, вып. 1—2, 1916.
Гинзберг А. С., Трассы и пуццоланы. Сб. «Нерудные ископаемые», т. III, АН СССР, Ленинград, 1927.
Гинзбург И. И., Плавиковый шпат на западной окраине Донецкого бассейна, Вестн. Геол. ком., т. III, № 7, 1928.
Гинзбург-Карагичева Т. Л., Происхождение живой микрофлоры в нефтеносных и газоносных толщах, Происхождение нефти и природного газа. (Сб. под ред. А. В. Топчиева и др.), Изд. Бюро техн.-эконом. информ., ЦИМТНефти, М., 1947.
Главнейшие железорудные месторождения СССР, т. I и т. II, ОНТИ, М.—Л., 1934.

Гладцин И. Н. и Дзенс-Литовская Н. Н., Terra rosa (красная земля) Тарханкутского полуострова, Очерки по физ. геогр. Крыма, вып. 1, Л.—М., 1938.
Глібко М. І., Геологічні та геоморфологічні умови грунтоутворення в Чернігівській області, Наук. зап. Київськ. держ. ун-ту, т. XII, вип. 2, Тр. геогр. ф-ту, № 2, 1953
Глинка К. Д., Роменский уезд, Мат. к оценке земель Полтавской губ., вып. IV, СПБ, 1891.
Глинка К. Д., Лохвицкий уезд, Мат. к оценке земель Полтавской губ., вып. XII, СПБ, 1892.
Годичный отчет Московского о-ва испытателей природы за 1898—1899 гг., М., 1899.
Головкинский Н. А., Результаты геологических изысканий и разведок на ископаемый уголь в окрестностях Балаклавы, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. VIII, вып. 2, 1883.
Головкинский Н. А., Источники Четырдага и Бабугана, Симферополь, 1893.
Голубев П., Материалы по геологии и гидрогеологии Побужья, I. р. Южный Буг, Мат. по загальн. та застосовн. геол. України, вип. II, 1929.
Голубков И. И., Никитовское ртутное м-ние, Цветные металлы, № 2, 1930.
Голубков И. А. и Корнеева В. Г., К стратиграфии нижнего миоцена Предкарпатского краевого прогиба, ДАН СССР, т. XCIII, № 3, 1953.
Голубков Н. А. и Пишванова Л. С., К вопросу о стратиграфическом положении Калушских слоев Предкарпатья, ДАН СССР, т. XCIV, № 4, 1954.
Голубятников В. Д., Гидрогеологические исследования в северной части Мариупольского уезда Екатеринославской губ., Изв. Геол. ком., т. 20, № 3—4, 1901.
Горак С. В., Про деяких остракод з нижнього карбону Донецького басейну і Уралу, Геол. журн. АН УРСР, т. X, вип. 3, 1950.
Горак С. В., Про стратиграфію низів турнейського ярусу і межу між девоном і карбоном в Донецькому басейні за фауною остракод, Геол. журн. АН УРСР, т. XVI, вип. 1, 1956.
Горбачевская О. Н., Геолого-петрографические исследования липаритов хребта Великий Шоллес в Закарпатье, изд. Львовск. гос. ун-та, 1954.
Горелик З. А., К вопросу о геологическом строении и полезных ископаемых Западных областей БССР, Геол. и полезн. ископ. БССР, сб. 1, 1946.
Горелик З. А., Проблемы изучения тектоники БССР в связи с задачами выявления полезных ископаемых, приуроченных к глубоким недрам, Геол. и полезн. ископ. БССР, сб. 1, 1946.
Горелик З. А., Залежи каменной соли в Домановичском районе и перспективы поисков соли и нефти в БССР, Минск, 1947.
Горецкий В. А., О миоценовых моллюсках окрестностей с. Калины Закарпатской области, Тр. Львовск. геол. о-ва, сер. палеонт., вып. I, 1948.
Горецкий В. А., Успехи изучения неогеновой фауны Закарпатья, Тр. Львовск. геол. о-ва, сер. палеонт., вып. 2, 1953.
Городцов В. А., Несколько наблюдений над геологическими отложениями г. Митридат (около Керчи), Зап. геол. отд. О-ва люб. ест. антропол. и этнограф., т. II (1912—1913), 1914.
Горошников Б. І., Про гальки карбонатного роговика з конгломератів аркозового горизонту Кривого Рогу, Геол. журн. АН УРСР, т. XV, вип. 4, 1955.
Горський І. І., Роль Донецького басейну в розвитку науки геології вугілля, Геол. журн. АН УРСР, т. XIV, вип. 4, 1954.
Горшков Г. П. и Левицкая А. Я., Некоторые вопросы сейсмотектоники Крыма, ДАН СССР, т. LIV, № 3, 1946; Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 22, вып. 3, 1947.
Горюнов М. С., Поисковые маршруты в юго-восточной части горного Крыма, К вопросу о газоносности горного Крыма (Сб. статей), Тр. геол.-разв. бюро газовых месторожд., вып. 2, 1932.
Гофштейн И. Д., К вопросу о происхождении иероглифов флиша, Мат. по геол. и гидрогеол., сб. 4 за 1946 г., Киев, 1947.
Гофштейн И. Д., О несогласии на границе нижнего и верхнего силура в Приднестровье, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1954.
Грачева О. С., Материалы по литологии песчано-глинистой толщи свиты C_2^6 Донбасса в районе Щегловского рудника, Мат. ЦНИГРИ, общ. сер., сб. 2, 1937.
Гречишкин Л. А., Геологическое описание Джанакбатской котловины на Керченском полуострове, Тр. Главн. геол.-разв. упр., вып. 38, 1931.
Гречишкин Л. А., Исследования нефтяных месторождений в северной и центральной частях Керченского полуострова, Тр. Главн. геол.-разв. упр., вып. 39, 1931.
Григорович-Березовский Н. А., Постплиоценовые морские отложения Черноморского побережья, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. XXIV, вып. 2, 1902.
Григорович-Березовский Н. А., Плиоценовые и постплиоценовые отложения южной Бессарабии, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. XXVIII, 1905.
Григорович-Березовский Н. А., Левантинские отложения Бессарабии и Молдавии, Изв. Варшавск. ун-та, вып. II, 1915.
Григорьев Н. В., О верхнепалеозойской флоре, собранной в окрестностях с. с. Троицкого и Луганского в Донецком бассейне, Изв. Геол. ком., т. 17, 1898.

Григорьев Н. В., К юрской флоре с. Каменки, Изюмского уезда Харьковской губ., Изв. Геол. ком., т. 19, 1900.
Григорьев П., Использование карадагских трассов, Минер. сырье, № 7—8, 1926.
Гринев В. Я., *Минералы г. Хыр на южном берегу Крыма*, Тр. Крымск. *научн.-иссл.* ин-та, т. I, вып. 1, 1926.
Гринев В. Я., Медьсодержащие минералы Крыма, Тр. Крымск. науч.-иссл. ин-та, т. I, вып. 2, 1927.
Гринев В. Я., Некоторые данные о латеритных глинах из плиоценовых отложений Крыма, *Тр. Минер. музея АН СССР, т. III, 1929.*
Гринев В. Я., Гидрогеологический очерк левобережья реки Северный Донец между реками Айдар и Глубокой, Перспективы водоснабжения Донбасса. Сб. статей под ред. Щеголева, ОНТИ, 1934.
Гричук В. П., О пыльцевой флоре четвертичных отложений лесса и др. пород юга Европейской части СССР, Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 4, 1940.
Гришин Г. Л., Перспективы развития нефтяной и озокеритовой промышленности на Украине, Тр. науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.
Громов В. И., Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода, Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, сер. геол., вып. 64, 1948.
Губкин И. М., Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области, ОНТИ, 1934.
Губкин И. М., Варенцов М. Н., Геология нефтяных и газовых месторождений Таманского полуострова, Азнефтеиздат, 1934.
Губкин И. М. и Федоров С. Ф., Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с генезисом нефтяных месторождений Крымско-Кавказской геологической провинции, Изд-во АН СССР, 1938.
Губкин И. М., К вопросу о генезисе нефтяных месторождений северного Кавказа, Избр. соч., т. I, Изд-во АН СССР, 1950.
Гуржій Д. В. і Рипун М. В., Міоценові вулканічні туфи Чернівецької і Станіславської областей, Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 3, 1951.
Гуров А. В., Геологические исследования в южной части Харьковской губ. и прилегающих местностей, Харьков, 1869.
Гуров А. В., Ископаемые органические остатки донецких каменноугольных осадков, Тр. Харьк. о-ва испыт. прир., тт. VI—VII, 1872—1873.
Гуров А. В., Геогностическое описание Дружковского месторождения каменного угля в Бахмутском уезде, Тр. Харьк. о-ва испыт. прир., т. XI, 1878.
Гуров А. В., Геологический очерк кристаллических пород в Мариупольском и Бердянском уездах, Тр. Харьк. о-ва испыт. прир., т. XIV, 1880.
Гуров А. В., К геологии Екатеринославской и Харьковской губ., Тр. Харьк. о-ва испыт. прир., т. XVI, 1883
Гуров А. В., Геологическое описание Полтавской губернии, Харьков, 1888.
Гурьев, О керченских рудах, Горн. журн., № 3, 1835.
Гурьев, Геогностические замечания по левому берегу Днепра от устья сей реки до селения Капри, Горн. журн., № 11, 1835.
Гюльденштедт, Дневник путешествия по Слободско-Украинской губ. в августе и сентябре 1774 г.
Давиташвили Л. Ш., К познанию фауны чаудинского горизонта, Изв. Ассоц. н.-и. ин-тов при физ.-мат. ф-те МГУ, т. III, вып. 2-а, 1930.
Давиташвили Л. Ш., К истории меотического бассейна, Азерб. нефт. хоз., № 1, 1931.
Давиташвили Л. Ш., О стратиграфическом подразделении киммерийского яруса, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XI, вып. 4, 1932
Давиташвили Л. Ш., Обзор моллюсков третичных и послетретичных отложений Крымско-Кавказской нефтеносной провинции, ОНТИ, 1933.
Давиташвили Л. Ш., К истории и экологии моллюсковой фауны морских бассейнов нижнего плиоцена (мэотис—нижний понт), Пробл. палеонтол., т. II—III, 1937.
Давиташвили Л. Ш., Об онкофоровых слоях, их фауна и их распространение, Пробл. палеонтол., т. II—III, вып. 2—3, 1937.
Дайн Б. Г., Работы НГРИ и Украинского отделения ВКГР по микрофауне мезозоя и палеогена Украины, Тр. Нефт. конф. 1938 г., Изд-во АН УССР, 1939.
Дасколи, Описание Черного моря и Татарии, 1634, Одесса, 1902.
Демидов А., Путешествие в южную Россию и Крым через Венгрию, Валахию и Молдавию, совершенное в 1837 г., СПБ, 1853.
Десять років праці Українського геологічного комітету, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 11, 1928.
Дзенс-Литовский А. И., Пересыпи и косы Крымских соляных озер, Изв. гос. геогр. о-ва, т. 65, вып. 6, 1933.
Дзенс-Литовский А. И., Геология района Сакского озера, Сб. «Саки—курорт», Крымгосиздат, 1935.
Дзенс-Литовский А. И., Ледяной покров на соляных озерах, Природа, № 4, 1935.
Дзенс-Литовский А. И., *Белый пишущий мел на* Тарханкутском полуострове в Крыму, Эконом. и культ. Крыма, № 3, 1936.

Дзенс-Литовский А. И., Морские каменные котлы на берегу Тарханкутского полуострова, Природа, № 4, 1936.
Дзенс-Литовский А. И., Оползни Джангульского побережья Тарханкутского *полуострова* в Крыму, Природа, № 6, 1936.
Дзенс-Литовский А. И., Геологический возраст донных соленых отложений минеральных озер, Природа, № 12, 1936.
Дзенс-Литовский А. И. и Меннер В. В., Выходы меловых отложений на Тарханкуте в Степном Крыму, Природа, № 1, 1937.
Дзенс-Литовский А. И., Волнистая мелкоскладчатость и косая слоистость неогеновых известняков Степного Крыма, Сов. геол., № 10, 1938.
Дзенс-Литовский А. И., Пересыпи и лиманы Азовско-Черноморского побережья и *Степного Крыма, Природа*, № 6, 1938.
Дзенс-Литовский А. И., О нефтеносности Степного Крыма, Разв. недр, № 3, 1946.
Дзенс-Литовский А. И., Было ли оледенение Крымских гор? ДАН СССР, т. LXXVI, № 6, 1951.
Дідковський В. Я., Про мікрофауну неогенових відкладів деяких районів Молдавської РСР, ДАН УРСР, № 2, 1950.
Дідковський В. Я., Про мікрофауну нубекулярійових відкладів м. Кишинева, ДАН УРСР, № 4, 1952.
Дідковський В. Я., Нові дані про відклади київського ярусу в долині р. Ужу (права притока р. Прип'яті), Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 2, 1951.
Дідковський В. Я., Про мікрофауну неогенових відкладів Одеського та суміжних районів, Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вип. 4, 1952.
Дідковський В. Я., Нові дані про поширення форамініфер із родини Peneroplidae, Геол. журн. АН УРСР, т. XV, вип. 2, 1955.
Дикенштейн Г. Х., Новые данные по стратиграфии палеозойских отложений Волыни, ДАН СССР, т. LXX, № 2, 1950.
Дикенштейн Г. Х., Успехи изучения палеозойских отложений западных областей УССР за 10 лет (1939—1949 гг.), Тр. Львовск. геол. о-ва, сер. палеонтол., вып. 2, 1953.
Дикенштейн Г. Х., Древний палеозой Подолии, Тр. Моск. фил. ВНИГРИ, вып. 3, 1953.
Дискусія в питанні віку та стратиграфії лесових покладів України, Четверт. період, № 5, 1933.
Дискусія в питанні канівських дислокацій, Четверт. період, № 5, 1933.
Дмитриев Н. И., К следам ледникового периода в Харьковской губ. Находка большого валуна в Лебединском уезде, Бюлл. Харьк. о-ва любит. прир., № 5, 1915.
Дмитриев Н. И., К вопросу о времени образования лесса на Украине, Бюлл. почвоведа за 1926 г., № 5, 1927.
Дмитриев Н. И., К морфологии ледникового района Слободской Украины, Тр. Харк. т-ва досл. прир., т. 51, вип. II, 1927.
Дмітрієв М. І., Межа розповсюдження наметнів Дніпровського язика Скандинаво-Руської льодовикової поволоки, Зап. Укр. н.-д. ін-ту геогр. і картогр., вип. 1, 1928.
Дмитриев Н. И., О ледниковых долинах Украины, Тр. II Междун. конф. Ассоц. по изуч. четверт. периода Европы, вып. III, 1933.
Дмитриев Н. И., Формы поверхности Украины, созданные аккумулятивной и эрозионной деятельностью Днепровского ледника, Тр. II Междун. конф. Ассоц. по изуч. четверт. периода Европы, вып. III, 1933.
Дмитриев Н. И., Геоморфологическое расчленение Украины, Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 66, вып. 1, 1934.
Дмітрієв М. І., Рельєф УРСР (геоморфологічний нарис), Вид-во «Радянська школа», Харків, 1936.
Дмитриев Н. И., О направлении поисков соляных структур в Днепровской впадине, Разв. недр, № 14, 1937.
Дмитриев Н. И., Граница моренных отложений Днепровского оледенения, Уч. зап. Харк. ун-ту, кн. 8—9, 1937.
Дмитриев Н. И., О количестве и возрасте террас Среднего Днепра, Землеведение, т. XXXIX, вып. I, 1937.
Дмітрієв М. І., Четвертинні відклади області Українського кристалічного масиву, Уч. зап. Харк. держ. ун-ту, кн. 10, 1937.
Дмитриев Н. И., О стратиграфии лесса среднего Приднепровья, Уч. зап. Харк держ. ун-ту, кн. 8—9, 1937.
Дмитриев Н. И., Геоморфология Украинского кристаллического массива, Землеведение, т. XL, вып. I, 1938.
Дмитриев Н. И., Ледниковые долины области Днепровского оледенения и прилегающей к ней полосы, Уч. зап. Харк. держ. ун-ту, № 18. Тр. геогр. ф-ту, № 1, 1940.
Дмитриев Н. И., Яготинская и Остапьевская террасы среднего Днепра и нижнего Дона, Наук. зап. Харк. держ. пед. ін-ту, т. IX, 1946.
Дмитриев Н. И., К палеогеографии Украинской ССР в эпоху максимального (днепровского) оледенения и в последнюю межледниковую эпоху, Мат. по четверт. периоду СССР, вып. 3, 1952.
Добровольский С. П., Нерудные ископаемые и их продуцирование, сб. статей «Керченская проблема», Керчь, 1933.

Доброхотов М. М., До питання про генезис багатих залізних руд криворізького типу, Геол. журн. АН УРСР, т. XIV, вип. I, 1954.
Доброхотов М. Н., Геология и генезис Кременчугского железорудного месторождения, Геология и генезис руд Криворож. железоруди. басс., Изд-во АН УССР, 1955.
Добрынин Б. Ф., К геоморфологии Крыма, Землеведение, кн. I—II, 1922.
Добрынин Б. Ф., Крымские горы, Крым, № 1, 1925.
Добрынин Б. Ф., Геоморфология и ландшафты Керченского полуострова, Крым, № 1(9), 1929.
Добрынин Б. Ф., О террасах Восточного Средиземья, Землеведение, т. XXXIV, вып. 3—4, 1932.
Добрынин Б. Ф., Береговые формы Крыма, Уч. зап. МГУ, т. XIV. География, 1938.
Добрынин Б. Ф., Геоморфологические особенности Южного берега Крыма, Землеведение, нов. сер., т. 1 (XLI), 1940.
Добрынин Б. Ф., Судакский район и его береговые формы, Уч. зап. МГУ, вып. 48. География, 1941.
Доктуровський В. С., Нові дані про флору межильодовикових і польодовикових покладів СРСР, Зб. пам'яті акад. П. А. Тутковського, т. II, 1931.
Докучаев В. В., Русский чернозем, Отчет Импер. вольн. эконом. о-ву, СПБ, 1883.
Докучаев В. В., Наши степи прежде и теперь, СПБ, 1892.
Докучаев В. В., Материалы к оценке земель Полтавской губ. (с гипсометрической и почвенной картой), изд. Полт. губ. земства, СПБ, 1894.
Долгова В. Н., Библиографический указатель основной литературы по геологии, добыче и промышленному использованию бурых углей Украины, Тр. научн.-техн. конф. по комплексн. развитию буроуг. промышл. УССР, Изд-во АН УССР, 1948.
Домбровский Ф., Очерк Феодосийского уезда, Новороссийский календарь, 1856.
Домгер В. А., Геологические исследования западной части кристаллической полосы в Новороссии в 1875 г., Горн. журн., т. II, 1876.
Домгер В. А., Геологические наблюдения в западной части Криворожской жел. дор., Южно-Русск. горн. листок, т. III, № 10, 1881.
Домгер В. А. Краткий очерк истории геологии Донецкого каменноугольного бассейна, Прилож. к журн. «Южно-русск. горн. листок», 1881.
Домгер В. А., О кристаллических породах юга и юго-запада Европейской России, Горн. журн., ч. I, № 3, 1881.
Домгер В. А., Эоценовые образования в Екатеринославской губ., Южно-Русский горн. листок, т. IV, 1882.
Домгер В. А., Геологические исследования в Южной России в 1881—1884 годах, Тр. Геол. ком., т. 20, № 1, 1902.
Домонтович М., Черниговская губерния, Мат. для геогр. и статист. России, СПБ, 1865.
Доморацкий Н. А., Кислые жильные породы Среднего Приазовья, Зап. Днепроп. гос. ун-та, т. XXVII, вып. 2, 1941.
Донабедов А. Т., Геофизические методы разведки в проблеме Большого Донбасса, Тр. XVII сессии Междун. геол. конгр. 1937, т. I, 1939.
Донабедов А. Т., Некоторые результаты геофизических исследований Большого Донбасса, Изв. АН СССР, № 5, 1940.
Донабедов А. Т., Результаты геофизических исследований на территории Большого Донбасса, Большой Донбасс, Госгеолиздат, М.—Л., 1941.
Донецкий каменноугольный бассейн (Донбасс) [Южная экскурсия], Сб. под ред. П. И. Степанова, изд. XVII Междун. геол. конгр., ОНТИ, 1937.
Дранішніков П. І., Інженерно-гідрогеологічна характеристика річки Сейм, Геол. журн. АН УРСР, т. VII, вип. 1—2, 1940.
Дрожжева П. П. и Орлов Е. В., Сеноманские фосфоритоносные отложения северной окраины Днепровско-Донецкой впадины, Тр. научн. ин-та по удобрениям и инсектофунгисидам, вып. 142, ОНТИ, 1937.
Дромашко С. Г., Минералогия гипсовых месторождений Приднестровья, Львовск. гос. ун-т, 1954.
Дружинин С. И., Русские трассы, Вестн. силик. пром., № 3—4 (9), 1922.
Дубина І. В., Штрес-мінерали в дослідженні тектоніки докембрію, Геол. журн. АН УРСР, т. I, вип. 2, 1934.
Дубина И. В., Графитовые месторождения украинского докембрия, их строение и генезис, Тр. XVII сесс. Междун. геол. конгр. 1937, т. II, М., 1939.
Дубинский А. Я., К вопросу о тектонике северных частей Донбасса, ДАН СССР, т. LXXX, № 5, 1951.
Дубинский А. Я., Об альб-сеноманских континентальных отложениях и коре древнего выветривания восточной части Большого Донбасса и прилегающих с юга территорий, ДАН СССР, т. LXXXI, № 3, 1951.
Дубовская Н. В., О маршрутной экспедиции по лессам Донецкого кряжа, Зап. Харьк. с.-х. ин-та, т. VI (LXIII), 1947.
Дуброва Б. С., Железистые кварциты и руды западной части Мариупольского и восточной части Мелитопольского округов Украинской ССР, Изв. Геол. ком., т. 48, № 10, 1929.

Дубяга Ю. Г., Плагиоклазовые граниты р. Саксагани, Изв. Геол. ком., т. 43, № 5, 1925.
Дубяга Ю. Г., Геологические исследования в листе 12 ряда XXVI карты Украины, Изв. геол. ком., т. 46, № 2, 1927.
Дубяга Ю. Г., Завальско-Хащеватский комплекс изверженных темноцветных пород и хромитовые пироксениты, Докембрий УССР, сб. № 1, 1937.
Дубянский А. А., Каменноугольные отложения юго-востока ЦЧО, ЦЧО в системе производительных сил СССР, Воронеж, 1932.
Дубянский А. А., Гидрогеологические районы Воронежской области, вып. I и II, изд. Воронежск. с.-х. ин-та, 1935.
Дубянский А. А., Предварительные сведения о вулканическом пепле, залегающем в окрестностях г. Павловска Воронежской области, Тр. ЦНИГРИ, вып. 39, ОНТИ НКТП СССР, 1935.
Дубянский А. А., Вулканические пеплы ергенинской толщи, изд. Воронежск. гос. ун-та, 1939.
Дубянский А. А. и Скоркин А., Геология и подземные воды северной части Воронежской области, вып. I—II и III, Воронеж. обл. изд-во, 1939.
Думитрашко Н. В., Фауна середземноморських покладів с. Кручі на Кам'янеччині, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 13, 1929.
Думитрашко Н. В., До геології середньої течії р. Ушки на Кам'янеччині, Мат. до вивч. агрон. руд. України, вип. VI/II, 1930.
Думитрашко Н. В., Вапняки Тульчинщини, Мат. до вивчення агрон. руд України, вип. XII/IV, 1931.
Дысса Ф. М., О сеноманских и меловых отложениях Причерноморской впадины, Сб. работ геол. ф-та и н.-и. ин-та геол. Днепроп. гос. ун-та, вып. 1, Науч. зап., т. XVII, 1940.
Дюбуа Ж., Евстатичні коливання рівня моря та рух земної кори за четвертинного періоду, Зб. пам'яті акад. Тутковського, т. I, Вид-во АН УРСР, 1931.
Дюбуа де Монпере, Письмо о главных геологических явлениях на Кавказе и в Крыму, адресованное Эли-де-Бомону, Горн. журн., ч. I, кн. III, 1838.
Дядченко М. Г., Про знахідку хроміту на р. Жовтій у Криворіжжі, Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 1, 1951.
Дядченко М. Г., Про знахідку корунду в північній частині Криворізького залізорудного басейну, Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 1, 1951.
Дядченко М. Г., Про знахідку барійових польових шпатів по р. Кам'янка, правій притоці р. Бузулук, Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вип. 3, 1952.
Дядченко М. Г., Мінерали в четвертинних відкладах району середньої течії р. Саксагані в Дніпропетровській області, Геол. журн. АН УРСР, т. XIV, вип. 3, 1954.
Ейнор О. Л., Про геоструктурне положення Донецького басейну (Тези доповідей XIII наук. сесії). Вид-во КДУ ім. Т. Г. Шевченка, 1956.
Євсєєв С. В., До питання про сейсмічність Української РСР, Геол. журн. АН УРСР, т. XIV, вип. 4, 1954.
Евсеев Т. Ф., О палеогеновых отложениях Могилевского Приднестровья, Уч. зап. Харьк. гос. ун-та, т. XXVI. Зап. геол. н.-и. ин-та, т. 9, 1948.
Евсеев Т. Ф., К вопросу о возрасте Подольского яруса, ДАН СССР, т. XVII, № 1, 1949.
Евсеев Т. Ф., О третичных и четвертичных отложениях северной окраины Донбасса, Уч. зап. Харьк. гос. ун-та, т. LVII, 1955.
Евсеев Т. Ф., Материалы по меловым отложениям долины р. Днестр, Уч. зап. Харьк. гос. ун-та, т. LVII, 1955.
Евсеева С. И., Пермские отложения Большого Донбасса и их возможные минеральные ресурсы, Большой Донбасс, Госгеолиздат, 1941.
Едвабник А. И. и Мишулович Л. И., Глинистые сланцы Донецкого бассейна. Мин. сырье, № 3, 1936.
Ермаков Н. П., К стратиграфии неогеновых отложений Советского Закарпатья, Тр. Львовск. геол. о-ва, геол. сер., вып. 1, 1948.
Ермаков Н. П., Схема морфологического деления и вопросы геоморфогенеза Восточных Карпат, Тр. Львовск. геол. о-ва, геол. сер., вып. 1, 1948.
Ершов В. З., Синонимика угольных пластов Донецкого бассейна, Тр. XVII сессии Междун. геол. конгр. 1937 г., т. 1, Тезисы докладов, М., 1937.
Ефанов Г. В., Оползни Криворожского бассейна, Горн. журн., № 11—12, 1937.
Ефимов И. Н., Распределение органических остатков в кровле пластов каменных углей Донецкого бассейна, ДАН СССР, т. II, № 6, 1934.
Ефремов Н. Е., Геохимический очерк образования железных руд Таманского и Керченского полуострова, Изв. Ростовск. н.-и. ин-та прикл. химии, ч. III, 1937.
Ефремов Н. Е., К генезису железорудных месторождений Керченского и Таманского полуостровов, Сов. геол., № 5, 1938.
Желтоножкин Л. С., О минеральном богатстве в восточной части Донецкого каменноугольного кряжа в земле Войска Донского, СПБ, 1870.
Жемчужников Ю. А., Об углефикации и метаморфизме углей, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1952.

Жемчужников Ю. А., Об особенностях углей Донецкого бассейна, Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1954.
Женжурист Ф. М., К геологии Золотоношского уезда Полтавской обл., Тр. СПБ. о-ва ест., т. XXIII, 1895.
Жернов И. Е., О грунтовых почвенных водах и так называемом «внутрипочвенном стоке», Сб. «О «внутрипочвенном стоке» и его роли в гидрологическом режиме рек и почв», Гидрометеоиздат, Л., 1955.
Жижченко Б. П., Миоценовые моллюски Восточного Предкавказья, Тр. НГРИ, сер. А, вып. 38, 1934.
Жижченко Б. П., К изучению средиземноморских Cardidae Крымско-Кавказской области, Тр. Геол., ин-та АН СССР, т. V, 1936.
Жижченко Б. П., Чокракские моллюски, Палеонтология СССР, т. X, ч. 3, 1936.
Жижченко Б. П., Средний миоцен, Стратиграфия СССР, т. XII, Изд-во АН СССР, 1940.
Жижченко Б. П., Колесников Б. П. и Эберзин А. Г., Неоген СССР, Стратиграфия СССР, т. XII, Изд-во АН СССР, 1940.
Жижченко Б. П., История развития бассейнов в Эвксинско-Каспийской области в плиоценовое время, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 23, вып. 1, 1948.
Жижченко Б. П., Основные вопросы стратиграфии и палеогеографии кайнозойских отложений Юга СССР, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 26, вып. 4, 1951.
Жижченко Б. П., Миоценовые отложения Черновицкого р-на, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 27, 1952.
Жижченко Б. П., Материалы к разработке унифицированной схемы деления кайнозойских отложений юга Европейской части СССР и Северного Кавказа, сб. «Вопросы геол. и геохим. нефти и газа Европ. части СССР», Гостоптехиздат, 1953.
Жилинский И., Краткое обозрение Полесья и его канализации, СПБ, 1892.
Жилинский, Милицер, Сикорский и др., Очерк работ западной экспедиции по осушению болот (1873—1898 гг.), СПБ, 1899.
Жирмунский А. М., Основные черты тектоники Западного края, Изв. Моск. отд. Геол. ком., т. 1, 1919.
Жирмунский А. М., Главный девонский вал Северо-Западного края, Изв. Главн. геол.-разв. упр., т. 49, вып. 4, 1930.
Жирмунский А. М., Геологический очерк БССР и западной области РСФСР, М.—Л., Изд-во Главн. геол.-разв. упр., 1930.
Жирмунский А. М., Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 44, ю.-з. ч. 4-го листа, Тр. Гл. геол.-разв. упр., вып. 45, 1931.
Жирмунский А. М., Геологические особенности тектонических структур БССР, Изв. АН БССР, № 6, 1948.
Жирмунский А. М., Данные по геоморфологии западного края Центрально-Российской платформы, Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 84, № 1, 1952.
Жузе А. П., Арошкина-Лавренко А. И., Шешукова В. С., Диатомовый анализ, кн. 1, 1949.
Жуковський К. А., Педан І. С., До геології та петрографії острова Перуна, Тр. Укр. н.-д. геол. ін-ту, т. V, вип. 2, 1934.
Жуков М. М., Геологическая изученность и минеральные ресурсы Закарпатской Украины, Сов. геол., сб. 23, 1947.
Заболоцкий П. Н., Очерки доисторического прошлого Крыма. Следы каменного века в юго-восточном Крыму, Сб. статей по экономике, быту и истории Феодосийского района, вып. I, Феодосия, 1931.
Заварицкий А. Н. и Батурин В. П., Петрографическое исследование нижней части палеозойского осадочного комплекса и его кристаллического основания в районе Москвы, Сб. памяти А. Д. Архангельского, Изд-во АН СССР, 1951.
Завистовский В. С., Итоги геофизических работ по исследованию глубинной геологии в связи с проблемой нефтеносности некоторых районов УССР, Тр. Нефт. конф. 1938 г., Изд-во АН УССР, 1939.
Завистовский В. С., Глубинная геология Причерноморской впадины по данным геофизики, Конф. по проблеме Сиваша, Изд-во АН УССР, 1940.
Завистовский В. С. и Субботин С. И., Краткие итоги региональных геофизических исследований Днепровско-Донецкой впадины, Мат. по нефтен. Днепр.-Донецк. впадины, вып. I, Изд-во АН УССР, 1941.
Загоровский Н. А., Прошлое и настоящее Одесского залива (Малакофаунистический этюд), Зап. Одесск. о-ва ест., т. XLIV, 1928.
Загянский А. Л., Об исследовании Криворожья на благородные и редкие металлы, Разв. недр, № 22, 1936.
Зайцев А. М., Геологический очерк Крыма, Зап. Крымско-Кавказ. горн. клуба, № 6—7 и 8, 1906.
Зайцев А. М., К петрографии Крыма, Ежег. по геол. и минер. России, т. X, вып. 5—6, 1908; т. XII, вып. 3—4, 7—8, 1910.
Зайцева В. Н., Плиоценовая фауна окрестностей села Иза в Закарпатской области, Научн. работы студ. Львовск. гос. ун-та, сб. I, 1948.
Заклинская Е. Д., К вопросу об основных этапах развития кайнозойской флоры юга Европейской части СССР на основании данных спорово-пыльцевых анализов, ДАН СССР, т. LXXXIX, № 5, 1953.
Закревська Г. В., Кінцеві морени Київщини, Наукові записки, орган Київськ. н.-д. катедри, т. III, вип. 1, 1925.
Закревська Г. В., Геологічні досліди північно-східної частини Волинського Полісся та Північчя Київщини, Тр. Укр. н.-д. геол. ін-ту, т. II, 1928.
Закревська Г. В., До характеристики неогенових відкладів лівобережного пониззя Дніпра, Геол. журн. АН УРСР, т. II, вип. 2, 1935.
Закревська Г. В., Геологічний та геоморфологічний нарис Чернігівського Полісся, Тр. Ін-ту геол. АН УРСР, вип. III, 1936.
Закревська Г. В., До тектоніки лівобережного пониззя Дніпра, Геол. журн. АН УРСР, т. V, вип. 1—2, 1938.
Залесский М. Д., О некоторых сигилляриях, собранных в Донецких каменноугольных отложениях, Тр. Геол. ком., т. 17, № 3, 1902.
Залесский М. Д., Ископаемые растения каменноугольных отложений Донецкого бассейна, I. Licopodiales, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 13, 1904.
Залесский М. Д., Опыт разделения каменноугольных осадков Донецкого бассейна на основании ископаемой флоры, Изв. Геол. ком., т. 47, № 1, 1928.
Залесский М. Д. и Чиркова Е. Ф., Палеоботанические исследования в нижнем карбоне Донецкого бассейна и деление этого карбона на основании ископаемой флоры, Тр. Всес. геол.-разв. объед., вып. 275, 1933.
Залесский М. Д., О подразделении каменноугольных и пермских отложений Донецкого бассейна на основании их ископаемой флоры, Пробл. палеонт., т. II—III, 1937.
Залесский М. Д. и Чиркова Е. Ф., Ископаемая флора среднего отдела каменноугольных отложений Донецкого бассейна, Тр. ЦНИГРИ, вып. 98, 1938.
Заморій П. К., Геоморфологія і четвертинні поклади межиріччя Ворскла—Орчик—Берестова в їх середній течії, Четверт. період, вип. 8, 1935.
Заморій П. К., Четвертинні поклади північно-східної частини УРСР, Четверт. період, вип. 9, 1935.
Заморій П. К., Перекопсько-сівашська експедиція в 1935 році на Сіваші, Перекопській групі соляних озер і узбережжі Азовського моря (хроніка), Геол. журн. АН УРСР, т. III, вип. 2, 1936.
Заморій П. К., Про знахідки вулканічного попелу в четвертинних відкладах Кримської АРСР, УРСР та у Воронезькій області РРФСР, Четверт. період, вип. 12, 1937.
Заморий П. К., Геология и гидрохимия Сиваша, Тр. Конф. по проблеме Сиваша, Изд-во АН УССР, 1940.
Заморій П. К. і Молявко Г. І., Про газоносність четвертинних відкладів піщано-черепашкового пересипу Молочного лиману, Геол. журн. АН УРСР, т. VI, вип. 4, 1940.
Заморій П. К., Нові дані про еоценові відклади у Володарсько-Волинському районі Житомирської області, Геол журн. АН УРСР, т. VII, вип. 1—2, 1940.
Заморій П. К., Геоморфологічний нарис лівобережжя нижнього Дніпра, Геол. журн. АН УРСР, т. VII, вип. 4, 1940.
Заморій П. К., Епейрогенічні рухи північного узбережжя Чорного і Азовського морів за четвертинного періоду, Наук. зап. Київськ. держ. ун-ту, ч. V, вип. I, 1946.
Заморій П. К., Корисні копалини четвертинних відкладів УРСР, Наук. зап. Київськ. держ. ун-ту, т. V, вип. 2, 1946.
Заморій П. К. Епейрогенічні рухи земної кори за четвертинного періоду на території Молдавської РСР та Ізмаїльської області УРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. IX, вип. 1—2, 1948.
Заморій П. К., Ромоданова А. П., Поховані торф'яники України, Наук. зап. Київськ. держ. ун-ту, т. VII, вип. V. Геол. зб. № 2, 1948.
Заморий П. К., Неотектоника УССР, Мат. по четверт. периоду СССР, вып 2, 1950.
Заморій П. К., Рухи земної кори за четвертинного періоду на території УРСР, Наук. зап. Київськ. держ. ун-ту, т. IX. Тр. геогр. ф-ту, вип. III, 1950.
Заморій П. К., Ромоданова А. П., Геоморфологія межиріччя Дніпро—Південний Буг в межах Причорноморської западини, Геол. журн. АН УРСР, т. X, вип. 3, 1950.
Заморій П. К. і Ткаченко Т. О., Нові дані про знахідку вулканічного попелу в товщі четвертинних відкладів УРСР, ДАН УРСР, № 1, 1953.
Заморій П. К., Червонобурі глини півдня УРСР, Наук. зап. Київськ. держ. ун-ту, т. XII, Тр. геогр. ф-ту, № 2, 1955.
Заозерская Е. И., Поиски каменного угля при Петре I, Изв. Всес. геогр. о-ва, т. 75, вып. 2, 1943.
Захаров Е. Е., О геологической структуре Никитовского месторождения ртутных руд в Донецком бассейне, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1936.
Захарченко Г. М., Деякі нові матеріали до глибинної геології м. Полтави, Уч. зап. Харк. держ. ун-ту, кн. 6—7, 1936.
Захарченко Г. М., О двух новых глубоких скважинах в Полтаве, Наук. зап. Харк. держ. пед. ін-ту, т. IX—X, 1946.
Захарченко Г. М., О характере дислокации в районе Полтавы, Наук. зап. Харк. держ. пед. ін-ту, т. IX—X, 1946.

Захарченко Г. М., К литостратиграфии меловых отложений глубокой части Днепровско-Донецкой впадины, Уч. зап. Харьк. гос. ун-та, т. XXXI. Зап. геол. ф-та, т. 10, 1950.
Захарченко Г. М., Литология подмеловых пестроцветных пород района Харькова, Уч. зап. Харьк. гос. ун-та, т. XXXI. Зап. геол. ф-та, т. 10, 1950.
Захарченко Г. М., О возрасте проблематической глинисто-песчанистой свиты в Харькове, Уч. зап. Харьк. гос. ун-та, т. XXXI. Зап. геол. ф-та, т. 10, 1950.
Зброжек Ф. Г. и Дружинин С. И., Гидротехнические исследования 1894 г. в бассейне верховьев Днепра до впадения р. Вязьмы, Тр. экспед., исслед. источн. главн. рек Европ. России. Бассейн Днепра, СПБ, 1895.
Зеленко А. Е., Материалы по геологии изюмских фосфоритов, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 10, 1927.
Зеленко А. Е., Материалы по геологии Изюмского фосфоритового района, ч. II. Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 13, 1929.
Зелінська В. О., Про знахідку кам'яновугільних відкладів у відслоненні в басейні р. Тясмин, Геол. журн. АН УРСР, т. XV, вип. 2, 1955.
Земятченский П. А., Зеньковский уезд, Мат. к оценке земель Полтавской губ., вып. 5, СПБ, 1891.
Земятченский П. А., Великоанадольский участок, Тр. Экспед., снаряж. Лесным департ. под руков. Докучаева. Научн. отд., т. I, вып. III, СПБ, 1894.
Земятченский П. А., Каолинитовые образования Южной России, Тр. СПБ. о-ва ест., т. XXI, вып. 2, 1896.
Земятченский П. А., Старобельский уезд, Харьковской губ. в геологическом, гидрогеологическом и почвенном отношении, изд. Старобельской уезд. зем. управы, СПБ, 1900.
Земятченский П. А., Месторождение известкового шпата г. Челеби-Яурнбели в окрестностях Байдарских ворот, Тр. СПБ. о-ва ест., т. XXXIII, вып. 1, № 3, 1902.
Зенкович В. П., Геоморфологические наблюдения на побережье восточного Крыма. Уч. зап. МГУ, вып. XIX, 1938.
Зеров Д. К., Копальні торфовища Наддніпрянщини. I. Міжльодовикове торфовище в околицях с. Костянець Канівського району, Четверт. період, вип. 3 за 1931, 1932.
Зиновьев М. С., О мелководных отношениях тарханкутского горизонта в восточной Грузии и их возможных аналогах на юге Украины, Тр. Львовск. геол. о-ва, сер. палеонтол., вып. 2, 1953.
Зильберминц В. А. и Терентьева К. Ф., О сероводородных известняках Донецкого бассейна, Тр. Ин-та прикл. минер. и металлог., вып. 30, 1926.
Зильберминц В. А. и Маслов В. П., К литологии каменноугольных известняков Донецкого бассейна, Тр. Ин-та прикл. минер. и металлог., вып. 35, 1928.
Зонов Н. Т., Геологический обзор фосфоритоносных отложений хоперского горизонта бассейна р. Сейма, Агроном. руды, т. 5, 1939.
Зуев В. Ф., Путешественные записки от С.-Петербурга до Херсона в 1781—1782 году, СПБ, 1787.
[Зуев В. Ф.], Выписка из путешественных записок Вас. Зуева, касающихся до полуострова Крыма (Путешественные записки 1783), Сб. Месяцеслова, 5, 1790.
Зябловский Е., Землеописание Российской империи, ч. I—II, СПБ, 1807, чч. V и VI, СПБ, 1810.
Иваницкий А.И., Геогностическое описание Мариупольского округа, Горн. журн., ч. 4, № 10, 1833.
Иваницкий А. И., Краткая записка о геогностических наблюдениях в Миусском Начальстве в 1839 г., Горн. журн., ч. III, № 9, 1840.
Иванов А. П., Палеонтологические данные для вертикального расчленения южноподольского сармата, Bull. de la Soc. des Natur. Moscou, № 2—3, 1893.
Иванов Б. Н., Следы оледенения Украинских Карпат, Наук. зап. Чернів. держ. ун-ту, т. VIII, сер. геол.-геогр. наук, вып. 2, 1950.
Иванов Г. А., Происхождение трещин отдельности и кливажа в углях и сопровождающих породах (Тезисы), Тр. XVII Междун. геол. конгр. в 1937 г., т. I, М., ОНТИ, 1939.
Иванов Г. А., Образование различных типов угленосных отложений в зависимости от накопления их в геосинклиналях и на континентальных платформах (Тезисы). Тр. XVII Междун. геол. конгр. в 1937 г., т. I, М., ОНТИ, 1939.
Иванов Л. Л., К минералогии Волыни, Тр. иссл. Волыни, т. VI, 1911.
Иванов Л. Л., Геологическое строение ложа р. Днепра в месте перехода его железнодорожной линией Мерефа—Херсон, Изв. Екатерин. горн. ин-та, вып. I, 1914.
Иванов Л. Л., К минералогии Волыни, Тр. Волын. геол. партии. Исследования 1923 г., Житомир, 1925.
Івантішин М. М., Галенітові рудопрояви Подільської палеозойської смуги, Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, вип. 3, 1947.
Івантішин М. М., До петрохімічної характеристики магматичних комплексів Української кристалічної смуги, Геол. журн. АН УРСР, т. IX, вип. 1—2, 1948.
Иекель О., Нижнетретичные селяхни из Южной России, Тр. Геол. ком., т. 9. № 4, 1895.

Изгарышев Н. А. и Слудский А. Ф., Грязевые вулканы Керченского полуострова и Темрюкско-Таманского р-на, Рудн. вестн., т. II, № 3—4, 1917.
Иловайский Д., О некоторых новых видах рода Choristites Fisch. из каменноугольных отложений Донецкого бассейна, Бюлл. МОИП, отд. геол., № 3—4, 1926.
Ильин Р. С., К вопросу о генезисе гумусовых горизонтов южно-русского лесса, Рус. почвовед., № 5—6, 1916.
Ильин Р. С., Происхождение лессов в свете учения о зонах природы, смещающихся во времени и пространстве, Почвоведение, № 1, 1935.
Ильин С. И., Исследование нефтяных месторождений восточной части Керченского полуострова, Тр. Главн. геол.-разв. упр., вып. 39, 1931.
Йциксон М. И. и Хейфец И. З., О генетическом типе Трускавецкого полиметаллического месторождения в Закарпатской Украине, Сов. геол., сб. 23, 1947.
Іщенко А. М., Склад і будова верстви M_2 на Курахівській дільниці Донецького басейну, Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, вип. 1, 1941.
Іщенко А. М., Перша знахідка богхеду в Донбасі, ДАН УРСР, № 3, 1948.
Ищенко А. М., Атлас микроспор и пыльцы среднего карбона западной части Донецкого бассейна, Изд-во АН УССР, 1952.
Ищенко А. М., Сапропелиты Донецкого бассейна, Изд-во АН УССР, Киев, 1952.
Іщенко Т. А., Деякі нові види кам'яновугільних рослин у Донецькому басейні, Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 3, 1951.
Іщенко Т. А., Нові дані про середньокам'яновугільну флору антрацитових районів центральної частини Донецького басейну, Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, вип. 3, 1953.
Каблуков И. А. и Каблуков А. С., Крымские соляные озера, Изв. Моск. с.-х. ин-та, ч. XXI, 1915.
Кавалерідзе В. П., До питання про четвертинні поклади південно-західної частини Донбасу, Четверт. період, № 1—2, 1931.
Казакова В. П. и Найдин Д. П., Основные черты стратиграфии миоценовых отложений юго-западной окраины Русской платформы, Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. XXV, 1950.
Казакова В. П. и Найдин Д. П., Стратиграфическое положение миоценовых угленосных слоев Золочевского, Подкаменского и Новопочаевского районов, Тр Моск. геол.-разв. ин-та, т. XXV, 1950.
Казакова В. П., Стратиграфия и фауна пластинчатожаберных моллюсков среднемиоценовых отложений Ополья (Зап. Украина), Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. XXVII, 1952.
Калюжный В. А., Колтун Л. И., Некоторые данные о давлениях и температурах при образовании минералов Нагольного кряжа, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 7, 1953.
Каманин Л. Г., Материалы к изучению ископаемой четвертичной наземной и пресноводной фауны моллюсков Украины. Статья 3, Зап. Киевск. о-ва ест., т. XXVII, вып. 3, 1928.
Каманин Л. Г., Слодкевич В. С., Находка спаниодонтовых слоев и отложений первого средиземноморского яруса в районе Никопольских марганцевых месторождений, ДАН СССР, сер. А, № 26, 1930.
Каманин Л. Г., К геоморфологии Волчанской мульды (Юго-Западного синуса) Кальмиус-Торецкой котловины в Донецком бассейне, Тр. геоморф. ин-та АН СССР, вып. 3, 1932.
Каманин Л. Г. и Иванова Г. А., К геоморфологии предгорной полосы юго-западного Закарпатья, Тр. Ин-та геогр. АН СССР, т. LXII, вып. 12, 1954.
Каниболоцкий П. М., К вопросу о генезисе руд Кривого Рога, Науч. зап. Днепроп. гос. ун-та, XXVII, вып. 2. Сб. работ геол.-геогр. ф-та, 1941.
Каниболоцкий П. М., Тектоническое строение центральной части Кривбасса, Науч. зап. Днепроп. гос. ун-та, т. XXVII. Сб. работ геол-геогр. ф-та, вып 2, 1941.
Канский Н. Е., Литология и палеогеография юрских отложений северо-западной окраины Донецкого кряжа, Изд-во Харьк. гос. ун-та, 1955.
Кантор М. И., Генезис керченских железорудных месторождений, Тр. Конф. по генезису руд железа, марганца, алюминия, Изд-во АН СССР, 1937.
Кантор М. И., Генезис керченских руд, Прилож. к трудам Тимиряз. с.-х. академии, М., 1938.
Кантор М. И., Геохимия и металлургия керченских руд, Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1940.
Каолины и глины УССР, Госгеолиздат, М., 1940.
Каптаренко О. К., Загадкові копальні форми з силурських пісковиків Західнього Поділля, Тр. Укр. н.-д. геол. ін-ту, т. II, 1928.
Каптаренко О. К., Поширення межі розповсюдження «карпатської ріни» у Вінницькій окрузі, Тр. Укр. н.-д. геол. ін-ту, т. II, 1928.
Каптаренко О. К., Підгрунтя південно-східньої частини Проскурівської округи, Тр. Укр. н.-д. геол. ін-ту, т. III, 1929.
Каптаренко О. К., Тераси р. Південний Буг в межах Української кристалічної смуги (від верховини до мч. Гайворон), Четверт. період, вип. 3, 1932.

Каптаренко О. К., Геологія та гідрогеологія ділянки науково-дослідного Інституту кавчуку на Приорці (Київ), Труди УНДГЗ, т. V (I), 1933.
Каптаренко О. К., Мікрофауна Одеської глибокої свердловини, Геол. журн. АН УРСР, т. II, вип. 2, 1935.
Каптаренко О. К., Фораміеніфери київського мергелю г. Півихи, Геол. журн. АН УРСР, т. II, вип. 2, 1935.
Каптаренко О. К., Четвертинні поклади Тульчинщини, Четверт. період, вип. 10, 1935.
Каптаренко-Черноусова О. К., Мікрофауна форамініферових шарів околиць с. Холодна Балка Одеського району, Геол. журн. АН УРСР, т. III, вип. 2, 1936.
Каптаренко-Черноусова О. К., До питання про мікрофауну неогену Нікопольського марганцеворудного району, Геол. журн. АН УРСР, т. VI, вип. 1—2, 1939.
Каптаренко-Черноусова О. К., О возрасте известняка Роменского соляного купола, Тр. Нефт. конф., 1938, Изд-во АН УССР, 1939.
Каптаренко-Черноусова О. К., О распространении микрофауны в палеогене Западной и Центральной частей Днепровско-Донецкой впадины, Мат. по нефтен. Днепр.-Донецк. впадины, вып. I, Изд-во АН УССР, 1941.
Каптаренко-Черноусова О. К., До питання про мікрофауну палеогену західних областей УРСР, Збірн. праць з палеонт. та стратигр., т. I, 1947.
Каптаренко-Черноусова О. К., Знахідка форамініфер в палеоценових відкладах околиць м. Сум, Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, вип. 4, 1947.
Каптаренко-Черноусова О. К., До стратиграфії палеогену Нікопольського манганорудного району, Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, вип. 4, 1947.
Каптаренко-Черноусова О. К., Про фаціальні зміни київського мергелю, Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, вип. 4, 1947.
Каптаренко-Черноусова О. К., Про поширення радіолярій в київському ярусі та про їх значення, Геол. журн. АН УРСР, т. IX, вип. 4, 1948.
Каптаренко-Черноусова О. К., Новые данные по геологии палеогена УССР. Тр. научн.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.
Каптаренко-Черноусова О. К., Киевский ярус и элементы его палеогеографии, Тр. Ин-та геол. наук., сер. стратигр. и палеонт., вып. 3, 1951.
Каптаренко-Черноусова О. К. і Липник О. С., Про нижньоолігоценовий горизонт піщаних форамініфер Причорноморської западини, Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, вип. 1, 1953.
Каптаренко-Черноусова О. К., До питання про генетичний зв'язок крейди й палеогену північної частини УРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, вип. 2, 1953.
Каптаренко-Черноусова О. К., Стратиграфія палеогенових відкладів Причорноморської западини (за фауною форамініфер), Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, вип. 3, 1953.
Каптаренко-Черноусова О. К., Об остатках голотурий в юрских отложениях Днепровско-Донецкой впадины, Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1954.
Каптаренко-Черноусова О. К., Про вік карбонатних палеоценових відкладів північно-східної частини Української РСР, Геол. журн. АН УРСР, т. XV, вип. 3, 1955.
Каптаренко-Черноусова О. К., Форамініфери київського ярусу Дніпровсько-Донецької западини та північно-західних окраїн Донецького басейну, Тр. Ін-ту геол. наук АН УРСР, вип. 8, 1955.
Капустин Н. П., Природные газы Днепровско-Донецкой впадины, Мат. по нефтен. Днепр.-Донецк. впадины, вып. I, Изд-во АН УССР, 1941.
Каракаш Н. И., О верхнемеловых отложениях Крыма, Вестн. ест., № 2, 1890.
Каракаш Н. И., Аммониты в неокомских отложениях Саблов в Крыму, Вестн. ест., № 1—9, 1891.
Каракаш Н. И., Отчет о геологических исследованиях в верховьях рр. Альмы, Качи, Бельбека, Тр. СПб. о-ва ест., т. XXVI, № 1, (Проток. общ. засед. № 1), 1895.
Каракаш Н. И., О нижнемеловых отложениях Тиа-Сала в Крыму, Тр. СПБ. о-ва ест., т. XXXII, вып. 1, 1901.
Каракаш Н. И., Нижнемеловые отложения Крыма и их фауна, Тр. СПб. о-ва ест., т. XXXII, вып. 5, 1901.
Каракаш Н. И., Нижнемеловые отложения Крыма и их фауна, Тр. СПБ. о-ва ест., т. XXXVIII, вып. I (Проток. засед. № 4), 1907.
Каракаш Н. И., О некоторых замечательных аммонитах Крыма, Тр. СПБ. о-ва ест., т. XL, 1909.
Каракаш Н. И., О подразделении верхнемеловых отложений Крыма, Тр. СПБ. о-ва ест., т. XLIV, вып. I (Проток. засед. №№ 2—3), 1913.
Каракаш Н. И., Описание некоторых оползней Южного берега Крыма вдоль проектированной железнодорожной линии, Тр. Ленингр. о-ва ест., т. XXXIX, вып. 4, 1924.
Карицкий А. Д., По поводу некоторых особенностей рельефа правого берега Днепра в области мезозойских отложений, Киев, 1888.

Карицкий А. Д., Следы юрского периода по правому берегу Днепра в Каневском уезде Киевской губ., Мат. для геол. России, т. XIV, 1890.
Карлов Н. Н., К вопросу о характере дизъюнктивных дислокаций северной части Донецкого каменноугольного бассейна, Пробл. сов. геол., т. V, № 6, 1935.
Карлов Н. Н. і Бойко К. А., Сліди льодовикової морени в м. Дніпродзержинську Дніпропетровської обл., Геол. журн. АН УРСР, т. V, вип. 3, 1938.
Карлов Н. Н., Редкая фация олигоценовых отложений в Днепровско-Донецкой впадине, Сов. геол., № 2—3, 1940.
Карлов Н. Н., Об условиях залегания, возрасте и генезисе краснобурых глин Украины, Сб. работ Днепроп. гос. ун-та, т. XXVII, вып. 2, 1941.
Карлов Н. Н. и Кравченко А. И., О палеогеновых эффузивах в юго-западной части Донецкого кряжа, ДАН УССР, нов. сер., т. LXXIV, № 6, 1950.
Карлов Н. Н., Находка морской фауны в «сером девоне» на южной окраине Донбасса, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 26, вып. 3, 1951.
Карлов Н. Н., К вопросу о происхождении приднепровского лесса, ДАН СССР, т. XCI, № 5, 1953.
Карлов Н. Н. и Грязнов В. И., О возрасте и генезисе нерасчлененной толщи третичных песков в районе г. Запорожья, ДАН СССР, т. XCIV, № 5, 1954.
Карпенко А. А., К вопросу о кристаллографической характеристике топазов Волыни, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 8, 1954.
Карпинский А. П., О возможности открытия залежей каменной соли в Харьковской губ., Горн. журн., ч. III, № 9, 1870.
Карпинский А. П. и Барбот-де-Марни Н. П., Геологические исследования в Волынской губ., Юбилейный сб. Горн. ин-та, 1873.
Карпинский А. П., Сообщение о базальтовой породе, встречающейся в Ровенском уезде Волынской губ., Тр. СПБ. о-ва ест., т. V, вып. II, 1874.
Карпинский А. П., Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России, Собр. соч., т. II; Горн. журн., ч. III, № 9, 1883.
Карпинский А. П., Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды, Зап. Акад. наук, т. LV, Прилож. № 8, 1887.
Карпинский А. П., Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России, Изв. Акад. наук, V сер., т. I, № 1, 1894.
Карпинский А. П., О породах, пройденных глубокой буровой скважиной в Таганроге, Изв. Геол. ком., т. 30, 1911.
Карпинский А. П., К тектонике Европейской России, Изв. Рос. Акад. наук, VI сер., № 12—15, 1919.
Карпинский А. П., Собр. соч., т. II, Изд-во АН СССР, М.—Л., 1939.
Карпинский А. П., О результатах некоторых буровых работ в бассейне р. Припяти, Собр. соч., т. II, Изд-во АН СССР, 1939.
Карпинский А. П., Собр. соч., т. I, Изд-во АН СССР, М.—Л., 1945.
Карпов Б. Г., Формы поверхности и строение земной коры в пределах Новороссии, Сб. «Россия», т. XIV (Новороссия и Крым), СПБ, 1910.
Карпова Г. В. и Маркидин В. П., К вопросу об аллювиальных фациях верхнебатских угленосных отложений северо-западной окраины Донецкого кряжа, ДАН СССР, т. XC, № 2, 1953.
Карякін Л. І., Матеріали до вивчення наметнів Українського Полісся, Зб. пам'яті Тутковського, т. I, 1931.
Карякін Л. І., Петрографічний склад валунів гори Калитви Полтавського району, Четверт. період, вип. 10, 1935.
Карякин Л. И., Геологический и геоморфологический очерк речных долин бассейна р. С. Донца от верховья до ст. Салтов, Геол. очерк. басс. р. Донца, ОНТИ, 1936.
Карякин Л. И., О границе между харьковским и полтавским ярусами, Зап. н.-и. геол. ин-та при Харьк. гос. ун-те, т. VI, 1938.
Карякин Л. И., О гипсометрии поверхностей, мощности мела и нижнетретичных отложений северо-украинского бассейна, Зап. н.-д. ін-ту геол. при Харк. держ. ун-ті, т. VII, кн. 16, 1939.
Карякин Л. И., Минералогический состав песков побережья Азовского моря между косами Бердянской и Обиточной, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 2, 1948.
Карякин Л. И., Минералогический состав песков харьковского яруса в пределах УССР и их генезис, Зап. Всес. минер. о-ва, 2 сер., ч. 80, вып. 3, 1951.
Кашпур Я. Н., Геотермические условия каменноугольных отложений юго-западной части Донецкого бассейна, ДАН СССР, т. LXXXVI, № 4, 1952.
Кашпур Я. Н., Геотермические условия в Сталино-Макеевском районе Донецкого бассейна, Тр. Донец. индустр. ин-та, вып. 1, 1954.
Келлер Б. М., Микрофауна верхнего мела Днепровско-Донецкой впадины и некоторых других сопредельных областей, Бюлл. МОИП, нов. сер., отд. геол., т. XIII, (4), 1935.
Келлер Б. М., Меннер В. В., Изучение Карасубазарского и Шапловского разрезов, Отчет о деят. Нефтян. геол.-разв. ин-та за 1934 г., 1936.
Келлер Б. М., Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы, Тр. Ин-та геол. наук, сер. геол., вып. 109, № 37, 1952.

Кечек Г. А., Керченские железорудные месторождения, Сб. «Главн. железор. м-ния СССР», т. I, 1934.
Киреева Г. Д., Новые виды фузулинид из известняков свит C_3^1 и C_3^2 Донецкого бассейна, Мат. по стратигр. и палеонтол. Донецкого бассейна, Углетехиздат, 1950.
Киреева Г. Д., О нижней границе верхнего карбона в Донецком бассейне, ДАН СССР, нов. сер., т. LXXXVIII, № 1, 1953.
Кичапов А. П., Новые данные по стратиграфии и тектонике верхнемеловых и нижнетретичных отложений северо-восточной окраины Донецкого бассейна, Мат. по геол. и полезн. ископ., сб. № 1, изд. Аз.-Черномор. геол. тр-та, Ростов на Дону, 1937.
Кичапов А. П., Фораминиферы из отложений киевского яруса северо-восточной окраины Донецкого бассейна, Мат. Аз.-Черномор. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., сб. VIII, Ростов на Дону, 1939.
Клемм М., Отчет о геологических исследованиях на площади между Самарою, Днепром, Конкою, Кальмиусом и Торцом, Тр. Харьк. о-ва исп. прир., т. VIII, 1874.
Клемм М., Геологические исследования между рр. Саксаганью и Кальмиусом, Тр. Харьк. о-ва испыт. прир., т. IX, 1875.
Клемм М., Исследования над кристаллическими породами между рр. Днепром и Кальмиусом, Тр. Харьк. о-ва испыт. прир., т. XI, 1877.
Клепинин Н. Н., Извержение грязевой сопки на Керченском полуострове, Ежег. по геол. и минер. России, т. XIV, 1912.
Клепинин Н. Н., Грязевые сопки Керченского полуострова и извержения сопки Джау-Тепе, Сб. «По Крыму», № 2, изд. Крымск. о-ва ест. и любит. прир., 1914.
Клименко В. Я., Нові дані про тектонічну будову Дніпровсько-Донецької западини, Геол. журн. АН УРСР, т X, вип. 4, 1950.
Клименко В. Я., О тектонической схеме восточной части УССР, опубликованной Д. Ю. Лапкиным, С. Е. Черпаком и М. В. Чирвинской, Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, вып. 2, 1953.
Клименко В. Я., Структура Днепровско-Донецкой впадины и условия ее формирования, Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1955.
Кліточенко І. Ф., Манвелова К. К., Нові дані про Бориславську глибинну структуру, Геол. журн. АН УРСР, т. XV, вип. 1, 1955.
Клюшников М. Н., Месторождения каолинов у села Полошки Глуховского района, Мат. к изуч. глин и каолинов, Киев, 1936.
Клюшников М. Н., Огнеупорные глины северо-западной части Донбасса, Мат. к изуч. глин и каолинов, Киев, 1936.
Клюшников М. Н., Часов-Ярское месторождение огнеупорных глин в свете последних геолого-разведочных работ, Минер. сырье, № 6, 1937.
Клюшников М. Н. и Потапенко С. В., Огнеупорные глины УССР, ОНТИ, 1940.
Клюшніков М. М., Палеогенові відклади околиць м. Коростишева, Геол. журн. АН УРСР, т. X, вип. 1, 1950.
Клюшников М. Н., Палеогеновые отложения в бассейне р. Днестра, Наук. зап. Київськ. держ. ун-ту, т. IX, вип. 10, 1950.
Клюшніков М. М., Про вік нижньотретинних відкладів ур. Білі Кручі біля с. Пологів на р. Конці, Геол. журн. АН УРСР, т. X, вип. 4, 1950.
Клюшников М. Н., О положении так называемых мандриковских слоев, Наук. зап. Київськ. держ. ун-ту, т. IX, вип. 10, 1950.
Клюшников М. Н., Новые данные о возрасте «цыбулевских слоев», Тр. Ин-та геол. наук АН УССР, сер. стратигр. и палеонт., вып. 6, 1951.
Клюшников М. Н., Палеогеновые отложения бассейна р. Южного Буга, Тр. Ин-та геол. наук АН УССР, сер. стратигр. и палеонт., вып. 6, 1951.
Клюшніков М. М., Про вік палеогенових відкладів басейну р. Вовчої, Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 2, 1951.
Клюшніков М. М., Умови формування і склад нижньотретинних відкладів межиріччя Кінська — Молочна, Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вип. 2, 1952.
Клюшніков М. М., Стратиграфія нижньотретинних відкладів платформеної частини УРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вип. 3, 1952.
Клюшников М. М., Про вік вугленосних відкладів басейну р. Молочної, ДАН УРСР, № 4, 1952.
Клюшніков М. М., Деякі нові дані до стратиграфії нижньотретинних відкладів півдня УРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, вип. 2, 1953.
Клюшников М. Н., О нижнетретичных отложениях северной окраины Донецкого кряжа, Наук. зап. Київськ. держ. ун-ту, т. XII, вип. IV, 1953.
Клюшніков М. М., Про нижньотретинні відклади західної окраїни Донецького кряжа, Геол. зб. Київськ. держ. ун-ту, № 5, 1954.
Клюшніков М. М. і Опищенко О. М., Про крайні північні виходи морських неогенових відкладів в Дніпровсько-Донецькій западині, XI Наук. сесія Київськ. держ. ун-ту. Тези доповідей, 1954.
Книпович Н. М., Научные исследования Азовско-Черноморской экспедиции в морях, омывающих берега Таврического полуострова, 1922—1927 гг., Крым, № 1, (5), вып. 1, 1928, и № 1 (6), вып. 2, 1928.

Кобелев А. Г., Литологическая характеристика свиты C_2^4 и C_2^5 юго-восточн. сектора Б. Донбасса, Мат. по геол. и полезн. ископ. Аз.-Черном. геол. упр., сб. VI, 1938.
Кобецкий О. Р., Силурийскне отложения на Волыни, Дневн. X-го съезда русск. ест. и врачей, № 10, 1898.
Ковалевский Е. П., Опыт геогностических исследований в Донецком горном кряже, Горн. журн., ч. I, № 2, 1827.
Ковалевский Е. П., Геогностическое обозрение Донецкого горного кряжа, Горн. журн., ч. I, № 1, 2, 3, 1829.
Ковалевский С. А., Грязевые вулканы южного Прикаспия (Азербайджана и Туркмении), Азгостоптехиздат, 1940.
Ковалевский С. А., Перспективы нефтеносности и газоносности Буковины и задачи геологических исследований, Тр. научн.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.
Ковалевский С. А., Место и значение акчагыла в стратиграфии четвертичных отложений Русской равнины, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 26 (1), 1951.
Коваль Я. М., Про нові родовища третинної флори на Україні і про вік шарів, що містять її, Уч. зап. Харк. держ. ун-ту. Н.-д. ін-т геол., т. V, вип. I, 1935.
Коваль Я. М., Матеріали до геологічного вивчення кварцитів західної окраїни Донецького басейну, Уч. зап. Харк. держ. ун-ту. Н.-д. ін-т геол., т. VII, кн. 16, 1939.
Коваль Я. М., Про нижньополтавські шари в районі м. Змійова, Уч. зап. Харк. держ. ун-ту. Н.-д. ін-т геол., т. VII, кн. 16, 1939.
Коваль Я. М., О возрасте отложений полтавского яруса, Сов. геол., № 9, 1940.
Коваль Я. М., К вопросу о влиянии инсоляции на состояние склонов в Донбассе и прилегающих местностях, Уч. зап. Харьк. гос. ун-та, т. LVII. Зап. геол. ф-та, т. 11, 1955.
Кожич-Зеленко М. П., К литологии каменноугольных пород Ромен и северо-западн. окраины Донбасса, Мат. по нефтен. Днепр.-Донецк. впадины, вып 1, 1941.
Кожич-Зеленко М. П., Літологічне вивчення кам'яновугільних відкладів Донбасу (світи C_2^3 и C_2^4) (Резюме), Інформ. бюлет. АН УРСР, № 4—5 (11—12), 1945.
Кожич-Зеленко М. П., До питання про строкатокольорові відклади нижньої частини мезозою та верхнього палеозою Дніпровсько-Донецької западини, Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 1, 1951.
Козин Я. Д.,Геологическое прошлое Крыма, Изд-во АН СССР, 1954.
Козловська Г. М., До петрографії кристалічних порід околиць м. Хащеватої на Побужжі, Наук. зап. Київськ. н.-д. катедри, т. III, вип. II, 1926.
Козловська Г. М., Кристалічні породи околиць м. Немирова на Поділлі, Тр. Укр. н.-д. ін-ту геол., т. II, 1928.
Козловська Г. М., Гранатові породи північно-західної частини Українського кристалічного масиву, Геол. журн. АН УРСР, т. IX, вип. 1—2, 1948.
Коклик С. Г., Подземные воды, Киев, 1909.
Коклик С. Г., Гидрогеологический очерк Черкасского уезда и г. Черкасс и проект Черкасского городского водопровода (Киевской губернии), Киев, 1917.
Коклик С. Г., Гидрогеологические условия гор. Василькова, Изв. Укр. отд. Геол. ком., № 4, 1924.
Колесников В. П., Сарматские моллюски, Палеонтология СССР, т. 10, ч. 2, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935.
Колесников В. П., К изучению акчагыльского яруса, Изв. АН СССР, № 6, 1936.
Колесников В. П., Верхний миоцен, Стратиграфия СССР, т. XII, 1940.
Колесников В. П., Акчагыльские и апшеронские моллюски, Палеонт. СССР, т. X, ч. 3, вып. 12, 1950.
Колотухин С. Е., К вопросу о генезисе табачковых песчаников свиты C_2^5 Донецк. бассейна, ДАН СССР, т. LXIII, № 3, 1948.
Колотухина С. Е., Об аллювиальном генезисе мощных песчаников среднего карбона северной окраины Донбасса, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1952.
Комоцкий С. К., К вопросу литогенезиса Донецкого карбона (свиты C_2^6), Мат. по геол. и гидрогеол., сб. № 3, Госгеолиздат, 1940.
Комоцький С. К., Вуглевмісність роменського карбону, ДАН УРСР, № 5, 1947.
Комоцкий С. К., Надвиги Донецкого бассейна и их образованне, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 28, вып. 2, 1953.
Кондрачук В. Ю., До характеристики кімерійських залізистих пісковиків західної частини Приазов'я, Геол. журн. АН УРСР, т. X, вип. 2, 1950.
Кондрачук В. Ю., Епігенетичні концентричні утворення в мідистих пісковиках Донбасу, Геол. журн. АН УРСР, т. X, вип. 3, 1950.
Коненков Д. М., Четвертичные и неогеновые отложения в связи с историей формирования долины Дона, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XX (2), 1946.
Коноплiна О. Р., Деякі дані про мікрофауну сеноманських відкладів Канівського району, Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 2, 1951.
Коноплiна О. Р., До вивчення фауни форамініфер коньякського ярусу окраїн Донецького басейну, Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 4, 1951.

Коноплiна О. Р., Стратиграфія верхньокрейдяних відкладів північно-західної окраїни Донецького басейну по форамініферах, Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вип. 1, 1952.
Коноплiна О. Р., Верхньокрейдяні відклади західної Волині, Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вип. 4, 1952.
Константов С. В., Третичные доломиты Керченского полуострова, Минер. сырье, № 7—8, 1930.
Константов С. В., Кечек Г. А., Белоусов В. В. и Красильников Л. К., Керченские железорудные месторождения, Тр. Всес. геол.-разв. объед., вып. 325, 1933.
Конткевич С. О., Геологическое описание окрестностей Кривого Рога, Горн. журн., ч. I, № 3, 1880.
Конткевич С. О., Геологические исследования в гранитной полосе Новороссии по восточную сторону Днепра, Горн. журн., ч. I, № 1—2, 1881.
Конткевич С. О., Исследование осадочных образований в окрестностях Кривого Рога, Зап. СПБ. минер. о-ва, 2 сер., ч. XXIII, 1887.
Копелиович А. В., Некоторые вопросы стратиграфии нижнего кембрия центральных областей Русской платформы, ДАН СССР, т. LXXVIII, № 5, 1951.
Корд В., Материалы по истории Русской картографии, Киев, вып. I—1899; вып. II—1910.
Кореневский С. М., Геологические условия формирования неогеновых соляных залежей предгорий Карпат, ДАН СССР, т. LXXXVIII, № 6, 1953.
Кореневский С. М., Особенности соляной тектоники предгорий Восточных Карпат, Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1953.
Кореневский С. М., Миоценовые вулканические туфы Предкарпатья, Тр. Всес. н.-и. ин-та галургии, вып. XXIX, 1954.
Коржинський Д. С., Проблеми вивчення Кривого Рогу та Курської магнітної аномалії, Геол. журн. АН УРСР, т. XIV, вип. 4, 1954.
Корнеева В. Г., К стратиграфии палеогена Советских Карпат, Геол. сб., ВНИГРИ, ч. III (IV), 1955.
Коробков И. А., О возрасте новгород-северского песчаника, Уч. зап. ЛГУ, № 21, сер. геол.-почв., вып. 5, 1939.
Коробков И. А., Материалы к истории нижнетретичной эпохи на территории СССР, Вестн. ЛГУ, № 3, 1946.
Коробков И. А. и Плешаков И. П., Стратиграфия и фауна моллюсков неогеновых отложений Закарпатской области УССР, ДАН СССР, т. LXII, № 3, 1948.
Коробков И. А., Моллюски среднего миоцена, Мармарошской впадины Закарпатья, Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 29, 1951.
Коробцова М. С., Полигалит из Прикарпатских соляных месторождений, Минер сборн. Львовск. геол. об-ва, № 7, 1953.
Коровниченко Г. М., Деякі нові дані про полтавські піски та зв'язану з ними міоценову буровугільну формацію, IV наук. сесія Київськ. держ. ун-ту. Тези допов., секція геол., 1947.
Коровниченко Г. М., Ультрабазиты кристаллической плиты УССР, Наук. зап. Київськ. держ. ун-ту, т. VII, вип. 4. Геол. сб. № 2, 1948.
Кортаций А. И., Из итогов мелиоративных исследований 1923 г. (об изменении течения р. Днестра), Тр. Южн. обл. мелиор. орг., вып. II, 1923
Корценштейн В. Н. и Сытова В. А., Верхнесилурийские отложения района Одессы, ДАН СССР, т. LXXVI, № 3, 1951.
Корценштейн В. Н., Новые данные по стратиграфии верхнемеловых отложений Одесского района, ДАН СССР, т. LXXVIII, № 1, 1951.
Корценштейн В. Н., Некоторые новые данные по стратиграфии палеогеновых отложений Западного Причерноморья, ДАН СССР, т. LXXVIII, № 6, 1951.
Корценштейн В. Н., К вопросу о тектонике Западного Причерноморья, ДАН СССР, т. LXXXI, № 6, 1951.
Корценштейн В. Н., К стратиграфии и литологии сарматских отложений Западного Причерноморья, ДАН СССР, т. LXXXIV, № 6, 1952.
Корценштейн В. Н., Некоторые черты древнепалеозойской истории геологического развития Западного Причерноморья в свете новейших данных, Бюлл. МОИП, сер. геол., т. 27, вып. 4, 1952.
Корценштейн В. Н., Верхнепалеозойские отложения юго-западной Бессарабии, ДАН СССР, т. LXXXV, № 4, 1952.
Корценштейн В. Н., Основные черты палеотектоники западного Причерноморья, Вопр. геол. и геохим. нефти и газа, Гостоптехиздат, 1953.
Корценштейн В. Н., К стратиграфии и литологии нижнепалеозойских отложений Одесского района, ДАН СССР, т. XC, № 5, 1953.
Косгрицкий М. Е., К вопросу о геологической истории долины р. Южного Буга в пределах Причерноморья, Изв. Крымск. пед. ин-та, т. 18, 1952.
Костюк В. П., Парагенетический анализ кристаллических пород Подолии в районе Винницы, Изд-во АН УССР, 1955.

Косыгин А. И., Мелитопольский газоносный район, Природные газы СССР, ОНТИ, 1935.
Косыгин Ю. А., Крупные поднятия в солянокупольных областях Эмбы и Украины как новые возможные нефтяные районы, Нефт. пром. СССР, № 1, 1941.
Косыгин Ю. А., Основы тектоники нефтяных областей, Гостоптехиздат, 1952.
Котляр В. Н., О древней Криворожской толще, ДАН СССР, т. LXXVI, № 6, 1951.
Краев В. Ф., Ритмичное сложение лессовой толщи нижнего Приднепровья как отражение влияния колебательных движений земной коры в северном Причерноморье, ДАН СССР, т. 103, № 3, 1955.
Краева Е. Я., Фораминиферы верхнеэоценовых и олигоценовых отложений Причерноморской впадины, АН УССР, Ин-т геол. наук, 1954.
Кракау Е. В., Вековые изменения геомагнитного поля в Крыму с 1900 по 1936 г., Тр. Главн. геофиз. обсерв., вып. 29, 1939.
Крамаревский М., Анализ грязи из грязевого вулкана Булганак (Крым, Керченский полуостров), Изв. Варшавск. ун-та, № 1, 1886.
Краснов А. Н., Начатки третичной флоры Юга России, Тр. Харьк. об-ва испыт. прир., т. XLIV, 1911.
Красовський О. В., Декілька уваг щодо Української кристалічної смуги, Укр. геол. вісті, № 2, 1924.
Красовський О. В., Гідрогеологічна основа Поділля, Камінець-Подільськ, 1924.
Красовский А. В., Геологические исследования в Ольгопольском уезде и в районе Хащеватской волости Подольской губ. (в 1921 году), Изв. Укр. отд. Геол. ком., вип. 4, 1924.
Красовський О. В., До геології Придністрянщини, Київ, 1928.
Красовський О. В., Про геологічну будову Лоївського Подніпров'я, Геол. журн. АН УРСР, т. III, вип. I, 1936.
Красюк А. А., О погребенном гумусовом горизонте Европейской России вообще и Волыно-Подолии в частности, Русск. почвовед, № 5—6, 1916.
Красюк А. А., Почвы и грунты по линии Подольской ж. д., Сообщ. отд. почвоведения и с. хоз. Уч. ком. НКЗ, вып. 26, 1922.
Крашенiннiкова О. В. і Слензак І. Є., Про фаціальні особливості олігоценових покладів в зоні соляно-купольних структур Дніпровсько-Донецької западини, Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, вип. 4, 1947.
Крашенiннiкова О. В., До стратиграфії горішньо-третинних відкладів південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини на основі мінералого-петрографічного дослідження порід, Геол. журн. АН УРСР, т. IX, в. 1—2, 1948.
Крашенiннiкова О. В., До літології верхньотретинних відкладів Дніпровсько-Донецької западини, Геол. журн. АН УРСР, т. IX, вип. 4, 1948.
Крашенинникова О. В., Некоторые данные по микропетрографической корреляции кайнозойских отложений Днепровско-Донецкой впадины и смежных районов, Тр. Научн.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.
Крашенинникова О. В. и Слензак И. Е., Неоген Днепровско-Донецкой впадины. Региональное обоснование структурно-геологического картирования, Изд. Киевск. гос. ун-та, 1951.
Крашенинникова О. В., Древние свиты западного склона Украинского кристаллического щита, Изд-во АН УССР, 1956.
Крейтер В. М. и Яговкин И. С., К вопросу об оценке полиметаллических месторождений Нагольного кряжа, Горн. журн., № 10, 1931.
Крендовский М., Описание окаменелых деревьев, собранных преимущественно на юге России. Статья I и статья II, Тр. Харьк. о-ва испыт. прир., т. XIII за 1879 г., 1880.
Крендовский М., Исследование Бугского, Днепровского и др. лиманов, Тр. Харьк. о-ва испыт. прир., т. XVIII, вып. 1, 1884.
Крживанек Г. А., Про Броварську магнітну аномалію поблизу Києва, ДАН УРСР, № 4, 1940.
Крживанек Г. А., Про Бориспільський мінімум сили тяжіння на схід від Києва, Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 1, 1951.
Крживанек Г. А., Структурні особливості правобережної частини Дніпровсько-Донецької западини в районі Київ — Канів, Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 2, 1951.
Криштафович Н. И., Послетретичные образования в окрестностях Ново-Александрии, Зап. Ново-Александр. ин-та с. х. и лесовод., т. IX, вып. 3, Варшава, 1896.
Криштафович Н. И., Краткий отчет об исследованиях меловых отложений в Люблинской и Радомской губ., Мат. для геол. России, вып. 17, 1897.
Криштафович Н. И., Гидрогеологическое описание территории гор. Люблина и его окрестностей, Зап. Ново-Александр. ин-та с. х. и лесовод., т. XV, вып. 3, 1903.
Криштофович А. Н., О нахождении верхнетретичных растительных остатков в Херсонской губ., Ежег. по геол. и минер. России, т. XII, вып. 5—6, 1910.

Криштофович А. Н., О растительных остатках третичных песчаников Волынской губ., Зап. минер. о-ва, II сер., ч. XLVIII, 1912.

Криштофович А. Н., Растительные остатки из юрских отложений Крыма, Зап. Крымск. о-ва ест., т. II, 1912.

Криштофович А. Н., К вопросу о возрасте песков полтавского яруса с растительными остатками на Волыни, Ежег. по геол. и минер. России, т. XIV, вып. 2, 1912.

Криштофович А. Н., Последние находки остатков сарматской и мэотической флоры на юге России, Изв. Акад. наук, VI сер., № 9, 1914.

Криштофович А. Н., Некоторые представители китайской флоры в сарматских отложениях на р. Крынке (Области Войска Донского), Изв. Акад. наук, VI сер., № 14, 1916.

Криштофович А. Н., Об отпечатках растений из песчаников полтавского яруса Аджамки, Изв. Геол. ком., т. 46, № 3, 1927.

Криштофович А. Н., Сарматская флора с р. Крынки, Тр Главн. геол.-разв. упр., вып. 98, 1931.

Криштофович А. Н., О девонской флоре Казахстана, Мат. ЦНИГРИ, общ. сер., сб. 2, 1937.

Криштофович А. Н., Миоценовая флора Украины и ее связь через Урал с третичной флорой Азии, Сб. работ памяти акад. А. В. Фомина, Изд-во АН УССР, 1938.

Криштофович А. Н. и Байковская Т. Н., Сарматские растения из Амвросиевки в Донецком бассейне, Сб. памяти акад. А. Д. Архангельского, 1951.

Криштофович А. Н., Третичные растения из каневского яруса, Палеонтология и стратиграфия. Сборник статей, Труды ВСЕГЕИ, 1952.

Криштофович А. Н., Очерк третичных отложений некоторых районов СССР в связи с их угленосностью, Сб. памяти акад. П. И. Степанова, 1952.

Крокос В. И., Геологические наблюдения в бассейне Тилигула, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. XXXIX, № 8—9, 1912.

Крокос В. И., О ледниковых отложениях северо-западной части Киевской губ. Коллективные опыты в Киевск. губ. 1911—1912 гг., ч. I, Киев, 1913.

Крокос В. И., Некоторые данные по геологии Тираспольского уезда Херсонской губ., Геол. вестн., т. II, № 2, 1916.

Крокос В. И., Некоторые данные по геологическому строению террас южно-русских рек, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. XLII, 1918.

Крокос В. И., К вопросу о составе послетретичных отложений южной России, Зап. о-ва сельск. хоз. Южной России, т. 88—89, кн. I, 1919.

Крокос В. И., Материалы для характеристики почвогрунтов Одесской и Николаевской губ., Изв. Обл. управл. по опытн. делу Одесской и Николаевской губ., вып. I, Одесса, 1922.

Крокос В. И., Предварительный отчет о геологическом исследовании стоянки доисторического человека побережья Хаджибейского лимана, Журн. н.-и. кафедр в Одессе, т. I, № 5, 1924.

Крокос В. И., Материалы для характеристики почвогрунтов Одесск. и западной части Екатеринославской губ., Журн. н.-и. кафедр в Одессе, т. I, № 10—11, 1924.

Крокос В. І., Лес і фосильні грунти південно-західної України, Харків, 1924.

Крокос В. И., Ископаемые почвы Одесщины (быв. Херс. губ.), Вісн. Одеськ. ком. краезн., 1925.

Крокос В. І., Надмові піски Північного Дінця в межах Харківщини, Мат. дослідж. грунтів України, вип. 1, 1926.

Крокос В. И., Химический состав лессовых ярусов и морены Одесщины и западной части Екатеринославщины (быв. Херсонской губ.). Журн. н.-и. кафедр в Одессе, т. II, № 4, 1926.

Крокос В. І., Матеріали для характеристики четвертинних покладів східної та південної України, Мат. дослідж. грунтів України, т. I, вип. V, 1927.

Крокос В. И., Возраст Летичевской низменности, Зап. Одесск. о-ва ест., т. 44, 1928.

Крокос В. І., Четвертинні поклади деяких місць Правобережної України, Мат. дослідж. грунтів України, вип. II, Київ, 1928.

Крокос В. І., Четвертинні поклади Лубенщини, Вісн. Укр. район. геол.-розв. упр. вип. 14, 1929.

Крокос В., Луцький П., Геологічний та гідрогеологічний нарис Низо-Дніпрянського району, Тр. Укр. н.-д. геол. ін-ту, т. III, 1929.

Крокос В. І., Грунтотворчі породи Проскурівської округи, Мат. дослідж. грунтів України, вип. III, 1929.

Крокос В. И., Некоторые вопросы четвертичной геологии Украины, Изв. Главн. геол.-разв. упр., т. 49, № 1, 1930.

Крокос В. І., Бондарчук В. Г., Четвертинні поклади північно-східного узбережжя Озівського моря, Зб. пам'яті П. А. Тутковського, т. I, 1931.

Крокос В. І., Інструкція до вивчення четвертинних покладів України, Четверт. період, вип. 3 за 1931 р., 1932.

Крокос В. И., Четвертичная серия Днепровского района, Путеводитель экскурсий II-й четверт.-геол. конф., ОНТИ, М.—Л., 1932.

Крокос В. І., Деякі нові дані про четвертинні поклади Дніпропетрівського району, Четверт. період, вип. 5, 1933.

Крокос В. І., Четвертинна серія по лінії Гребінка—Лубни—Миргород, Тр. Укр. н.-д. геол. ін-ту, т. V, вип. I, 1933.

Крокос В. І., Четвертинна серія Чернігівського району, Четверт. період, вип. 7, 1934.

Крокос В. И., К вопросу о номенклатуре четвертичных отложений Украины, ДАН СССР, т. II, № 8, 1934.

Крокос В. І., Геологічні досліди П. Бека в Швейцарії і їх відношення до стратиграфії четвертинної і верхньопліоценової серії УРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. II, вип. 1, 1935.

Крокос В. І., Зауваження до роботи Л. Лунгерсгаузена «Деякі риси четвертинної геоморфології УРСР», Наук. зап. Київськ. держ. ун-ту. Геологія, зб. № 1, 1935.

Крокос В. І., Четвертинна серія Полтавського району, Четверт. період, вип. 8, 1935.

Крокос В. І., Четвертинна серія південно-західної частини Донського льодовикового язика, Четверт. період, вип. 12, 1937.

Крубер А. А., Пещеры и карстовые явления на Чатырдаге и Карибе-Яйле, Землеведение, т. XVI, 1909.

Крубер А. А., Из летних странствований на Карибе-Яйле, Землеведеине, т. XVIII, кн. 1—2, 1911.

Крубер А. А., Из наблюдений над карстом в Гаграх и Карибе-Яйле, Землеведение, т. XIX, № 1—2, 1912.

Крубер А. А., Карстовая область горного Крыма, Прил. к журналу «Землеведение», М., 1915.

Крутиховская З. А., Некоторые новые данные о структурах фундамента Средне-Днепровского склона Украинского кристаллического щита, Сов. геол., сб. 48, 1955.

Крыжановский Л. А., О геологических исследованиях в Кролевецком уезде Черниговской губернии, Зап. Киевск. о-ва ест., т. XXI, 1909.

Крым. Путеводитель. Очерки Н. И. Андрусова, А. С. Башкирова, С. А. Зернова, Н. Н. Клепинина и др., изд. Крымск. о-ва ест. и любит. прир., Симферополь, 1914.

Крымгольц Г. Я., Юрские белемниты Крыма и Кавказа, Тр. Главн. геол.-разв. упр., вып. 76, 1932.

Крюков Ю. В., Фауна нижньоолігоценових відкладів північного Приазов'я, Наук. праці студ. Київськ. держ. ун-ту, № 4, 1939.

Кудинова Е. А., Бокситы Украины, Сов. геол., сб. 23, 1947.

Кудрин Л. Н., К геологии и минералогии участка берега Днестра у д. Баламутовка в окрестностях пещеры с древними изображениями, Тр. Львовск. геол. о-ва, сер. геол., вып. 3, 1953.

Кудрин Л. Н., Некоторые соображения о генезисе и типе месторождений минеральных вод юго-западной окраины Русской платформы и переходной области к Предкарпатскому прогибу, Тр. Львовск. геол. о-ва, сер. геол., вып. 3, 1953.

Кудрін Л. М. і Калюжний В. А., До геології і мінералогії основних ефузивних та інтрузивних порід Рахівського масиву. Геол. журн. АН УРСР, т. XIV, вип. I, 1954.

Кудрин Л. Н., О конкском горизонте миоцена, Наук. зап. Львівськ. держ. ун-ту, т. XXXI, сер. геол., вип. 7, 1954.

Кузнецов, Геологические исследования в Южной России в 1901—1902 гг., Изв Геол. ком., т. 25, № 4—5, 1906.

Кузнецов С. С., Нефте-газоносные земли Русской равнины, Вестн. ЛГУ, № 2, 1947.

Кузнецов Е. А. и Лучицкий В. И., Петрографические провинции СССР [гл. IV. Крымский п-ов], ОНТИ, 1936.

Кулаковский Ю., Карта Европейской Сарматии по Птоломею, Киев, 1899.

Кулибин П. В., Нагольный кряж, Гос. н.-техн. изд-во Украины, 1936.

Куликовский В. К., Возрастные взаимоотношения кристаллических пород района водораздела рек Горного и Гнилого Тикичей на Киевщине, Тр. Донецк. индустр. ин-та, вып. I, 1954.

Кульшин, Геогностическое строение Таврических гор, Одесса, 1839.

Кумпан П. В., Лисицын К., Ротай А. П., Отчет о поездке по р. Кальмиусу летом 1927, Изв. Геол. ком., т. 48, 1929.

Кумпан П. В., Новейшие данные разведок Большого Донбасса, Геол. на фронте индустр., № 6, 1933.

Кумпан П. В., Агломерат Каменского района Донбасса, XVII Междун. геол. конгресс. Донецк. каменноуг. басс. Южн. экскурс., ОНТИ, 1937.

Кумпан С. В., Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета VI-23, Тр. ЦНИГРИ, вып. 16, 1935.

Куниця М. О., Радзієвський В. І., Геоморфологічне районування долини р. Горині, ДАН УРСР, № 5, 1955.

Куплетский Б. М., Щелочные пегматиты Мариупольского района, Тр. Петр. ин-та, вып. 3, 1933.

Куплетский Б. М., Формация нефелиновых сланцев СССР, Петрография СССР, Сер. II. Монографии, Изд-во АН СССР, 1937.
Курило-Крымчак И. П., Несколько слов об о-ве Бирючем, что на Азовском море, Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 69, вып. 4, 1937.
Курило-Крымчак И. П., К изменению береговой линии в западном Приазовье, Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 70, вып. 6, 1938.
Курило-Крымчак И. П., Экскурсия на р. Салгир в окр. Симферополя в 1937 г., Изв. Гос. геогр. о-ва, № 71, вып. 7, 1939.
Курнаков Н. С., О метаморфизации рассолов крымских соленых озер, Зап. Минер. о-ва, сер. 2, ч. XXXIV, 1896.
Курнаков Н. С., О химическом составе рассолов Генического и Перекопского соляных озер в Крыму, Зап. СПБ. минер. о-ва, сер. II, ч. XXXVIII, проток. засед., 1900.
Курнаков Н. С., Кузнецов В. Г., Дзенс-Литовский А. И., Равич М. И., Соляные озера Крыма, Изд-во АН СССР, М.—Л., 1936.
Куцев В. П., Работы ВКГР на Роменском месторождении, Тр. Нефт. конф. 1938 г., Изд-во АН УССР, 1939.
Куцев В. П., О нефтеносности Украины, Тр. XVII сесс. Междун. геол. конгр. 1937 г., т. IV, М., 1940.
Куциба А. М., Деякі нові дані до будови Висачківського соляного купола, Геол. журн. АН УРСР, т. IV, вип. 1, 1937.
Куциба А. М. і Шульга П. Л., Девон Ісачківського соляного купола біля м. Лубен, Геол. журн. АН УРСР, т. V, вип. 3, 1938.
Куциба А. М., Про девонські відклади в центральній частині Дніпровсько-Донецької западини, Вісті АН УРСР, № 7, 1938.
Куцыба А. М., Материалы по геологии Исачковского соляного купола, Тр. Нефт. конф. 1938 г., Изд-во АН УССР, 1939.
Кучерук А. Д., Карстовые явления на территории Золочевско-Кременецкого низкогорного района западной части Подолии и территории, прилегающей к ней с севера, Изв. Всес. геогр. о-ва, т. 85, вып. 3, 1953.
Кучинский Л., Геологические исследования по Днепру, Суле, Грушевке, Бузулуку, Соленой и Томаковке, Горн. журн., т. II, 1876.
Лавренко Е., Про деякі взаємовідношення між арктичною та степовою флорою протягом четвертинного періоду, Четверт. період, № 6, 1933.
Лагорио А. Е., О некоторых массивных горных породах Крыма и их геологической роли, Изв. Варшавск. ун-та, № 5—6, 1887.
Лагорио А. Е., О кристаллических сланцах, впервые найденных на Таврическом полуострове, Тр. Варшавск. о-ва, ест., т. VI, 1894—1895.
Ладыгин Л. Л., Нефтяные месторождения Керченского полуострова, Сб. «Керченская проблема», Керчь, 1933.
Ладыженский Н. Р., Геологическое строение предгорья Восточных Карпат и перспективы его газо-нефтеносности, Тр. науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.
Ладыженский Н. Р., Новые представления о Центральной Карпатской депрессии, Науч. зап. Львовск. политехн. ин-та, вып. XVI, сер. нефтян., № 4, 1949.
Лазаренко Е. К., К металлогенической характеристике Донецкого бассейна, Тр. Воронеж. гос. ун-та, т. XI, вып. 2, 1939.
Лазаренко Е. К., О донбасситах—новой группе минералов из Донецкого бассейна, ДАН СССР, т. XXVIII, № 6, 1940.
Лазаренко Є. К., До характеристики зони окислення поліметалічних родовищ Нагольного кряжа, Наук. зап. Львівськ. ун-ту, сер. геол., т. II, вип. 2, 1946.
Лазаренко Є. К., Надрові багатства Західних областей України, Львів, Вид-во «Вільна Україна», 1946.
Лазаренко Е. К., О галените и халькопирите в фосфоритовых конкрециях Подолии, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 1, 1947.
Лазаренко Е. К., К минералогии окрестностей Трускавца, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 1, 1947.
Лазаренко Е. К., Развитие минералогии в Украинской ССР за 30 лет Советской власти, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 2, 1948.
Лазаренко Е. К., Литература по минералогии Украины за 1948 г., Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 3, 1949.
Лазаренко Е. К., Минералогическая характеристика донбасситов, ДАН СССР, т. LXXII, № 4, 1950.
Лазаренко Е. К., О минералогической изученности западных областей УССР, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 6, 1952.
Лазаренко Е. К., Литература по минералогии Украины за 1952 г., Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 7, 1953.
Лазаренко Е. К., Новое в минералогии соленосных отложений окрестностей Трускавца, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 7, 1953.
Ланге О. К. и Мирчинк Г. Ф., О верхнемеловых и третичных отложениях окрестностей Бахчисарая, Проток. МОИП, т. 23, 1909.

Ланге О. К., О наблюдениях над мелом Купянского уезда, Изв. Моск. отд. Геол. ком., т. I, 1919 (1923).
Лапкин И. Ю., К стратиграфии верхнеюрских отложений левобережья р. Донца, ДАН СССР, т. XXXII, № 9, 1941.
Лапкин И. Ю., Геологические наблюдения в западной части северной окраины Донбасса, Сов. геол., сб. 23, 1947.
Лапкин И. Ю., О пестроцветных свитах Большого Донбасса, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 22, вып. I, 1947.
Лапкин И. Ю., О Преддонецком прогибе, ДАН СССР, т. LXXVIII, № 2, 1951.
Лапкин И. Ю., Черпак С. Е., Чирвинская М. В., Тектоническая схема восточной части Украинской ССР, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 27, вып. 2, 1952.
Лапкин И. Ю., Киреева Г. Д., Швагериновые слои в Преддонецком прогибе, ДАН СССР, т. LXXXII, № 6, 1952.
Лапкин И. Ю., Известково-доломитовая толща донецкой перми, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 29, вып. 4, 1954.
Лапчик Т. Ю., До геоморфології долини р. Інгульця в частині між х. Білоусовим і с. Іваново-Левуцьким (Іванівкою), Геол. журн. АН УРСР, т. I, вип. 3—4, 1935.
Лапчик Т. Ю., Характеристика неогенових відкладів пониззя р. Інгульця, Тр. Ін-ту геол. АН УРСР, т. VIII, 1936.
Лапчик Т. Ю., Мало-Янісольське родовище міді на Маріупольщині, Геол. журн. АН УРСР, т. III, вип. 3—4, 1936.
Лапчик Т. Ю. і Осауленко П. Л., Фауна в міденосній товщі Донбасу, Вісті АН УРСР, № 10, 1936.
Лапчик Т. Ю., Рудопрояви олова у Приазовському кристалічному масиві, Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, в. 4, 1947.
Лапчик Т. Ю., До характеристики пегматитів Волині, Геол. журн. АН УРСР, т. IX, вип. 1—2, 1948.
Лапчик Т. Ю., Про ксеноліти пісковиків серед гранітів Коростенського типу, Геол. журн. АН УРСР, т. X, вип. 3, 1950.
Лапчик Ф. Е., О возрасте пермских отложений Днепровско-Донецкой впадины, ДАН СССР, т. XCVII, № 3, 1954.
Лапчик Т. Ю., До літології і стратиграфії пермських відкладів Дніпровсько-Донецької западини, Геол. журн. АН УРСР, т. XIV, вип. 3, 1954.
Лапчик Т. Ю., Про палеозойські вулканогенні утворення на Чернігівщині, ДАН УРСР, № 5, 1954.
Лапчик Ф. Е., Новое о пермских и триасовых отложениях Днепровско-Донецкой впадины, Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1955.
Ларин Н. И. и Светозарова Т. А., Стратиграфия песчано-сланцевой толщи силура Подолии, Агроном. руды СССР, Ежег. за 1930 г., т. I, ч. II, 1932.
Ласкарев В. Д., Фауна Бугловских слоев Волыни, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 5, 1903.
Ласкарев В. Д., Геологические исследования в Острожском и Дубенском уездах Волынской губ., Изв. Геол. ком., т. 23, 1904.
Ласкарев В. Д., Заметки по вопросу о тектонике южно-русской кристаллической площади, Изв. Геол. ком., т. 24, 1905.
Ласкарев В. Д., Геологические наблюдения в окрестностях гор. Тирасполя, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. XXXIII, 1909.
Ласкарев В. Д., Заметка о новых месторождениях ископаемых млекопитающих в третичных отложениях Южной России, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. XXXVIII, 1911.
Ласкарев В. Д., Два яруса лесса в Подольской и Волынской губ., Зап. Подольск. о-ва ест., т. II, Каменец-Подольск, 1912.
Ласкарев В. Д., Краткий геологический очерк Изяславского и Новоград-Волынского уездов. Предварит. отчет Волынск. губ. земск. собр., Киев, 1913.
Ласкарев В. Д., Геологические исследования в юго-западной России. 17-й лист общей геол. карты Европейской России, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 77, 1914.
Ласкарев В. Д., Рецензия на работу Красовского «Из геологических наблюдений в Подольской губ.», Геол. вестн., т. II, № 2, 1916.
Ласкарев В. Д., Рецензия на работу Л. Л. Иванова «Геологический профиль по линии и т. д.», Геол. вестн., т. II, № 5—6, 1916.
Ласкарев В. Д., О геоморфологическом разделении площади Европейской России, Геол. вестн., т. II, № 5—6, 1916.
Ласкарев В. Д., Обзор четвертичных отложений Новороссии, Зап. о-ва сельск. хоз. Южной России, т. 88—89, кн. I, Одесса, 1919.
Латыш В. Т., Токовская гранитная интрузия, Наук. зап. Київськ. держ. ун-ту, Тр. геол. ф-ту, т. XII, вип. 4, 1953.
Лебедев А. П., К петрологии некоторых типов гранитоидов северной Украины, Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 84, № 27, 1947.
Лебедев Н. И., Геологические исследования в Кальмиусском районе Донецкого каменноугольного бассейна летом 1892 г. (предв. отчет), Изв. Геол. ком., т. 12, № 3—4, 1893.

Лебедев Н. И., Геологические исследования в Кальмиус-Торецкой котловине Донецкого каменноугольного бассейна, Изв. Геол. ком., т. 13, 1894.
Лебедев Н. И., Геологические исследования 1894 г. в Кальмиус-Торецкой котловине Донецкого каменноугольного бассейна, Изв. Геол. ком., т. 14, 1895.
Лебедев Н. И., Дополнительное пояснение к «Геологической карте южной части Донецкого каменноугольного бассейна», Мат. для геол. иссл. Донецк. каменноуг. бассейна, Екатеринослав, 1913.
Лебедев Н. И., Материалы для геологии Донецкого каменноугольного бассейна (описание обнажений), Изв. Екатериносл. высш. горн. училища, вып. II, 1911; вып. II, 1912; вып. I, 1913; вып. I, 1916.
Лебедев Н. И., Материалы для геологии Донецкого каменноугольного бассейна (Наук. зап. Катериносл. н.-д. катедри геол.), 1926.
Лебедев Н. И., Материалы для геологии Донецкого каменноугольного бассейна (местонахождение остатков организмов в каменноугольных отложениях Донецкого бассейна), Наук. зап. Дніпроп. н.-д. катедри геол., II, 1927.
Лебедев Н. И., О геологической закономерности в распределении угленосных бассейнов среди антраколитической системы СССР, Изв. Днепроп. горн. ин-та, т. XV, 1928.
Лебедев П. И., К петрографии и минералогии основных пегматитов Волыни, Сборник к 50-летию научн. и педаг. деят. акад. В. И. Вернадского, т. II, М., 1936.
Лебедев П. И., Подольская чарнокитовая формация, Тр. XVII сесс. Междун. геол. конгр. 1937 г., т. II, М., 1939.
Лебединцев А., Предварительный отчет о химических исследованиях Черного и Азовского морей летом 1891 г., Зап. Новоросс. о-ва ест., вып. 2, 1892.
Леваковский И. Ф., Геологические исследования осадков пермской формации в северо-западной части Донецкого кряжа, изд. Харьк. ун-та, 1863.
Леваковский И. Ф., Способ и время образования долин на юге России. Харьков, 1869.
Леваковский И. Ф., О выступах кристаллических пород по Днепру, Тр. Харьк. о-ва испыт. прир., т. III, 1871.
Леваковский И. Ф., Исследование осадков меловой и следующих за нею формаций на пространстве между Днепром и Волгою, Тр. Харьк. о-ва испыт. прир., т. VI, 1872; т. VII, 1873.
Леваковский И. Ф., О почве и воде города Харькова, Тр. Харьк. о-ва испыт. прир., т. IX, 1875.
Леваковский И. Ф., Исследование над образованием Таврических гор, Тр. Харьк. о-ва испыт. прир., т. XIV, 1881.
Леваковский И. Ф., Наружные и подземные воды Таврической и Екатеринославской губ., Горн. журн., ч. II, № 7, 1883.
Леваковский И. Ф., Исследование юрских известняков в Крыму, Тр. Харьк. о-ва испыт. прир., т. XVIII, 1884.
Левина Л. М., К вопросу о сланцах донецкого карбона, ДАН СССР, т. LXXXI. № 6, 1951.
Левенштейн М. Л. и Нестеренко Л. П., О возрасте некоторых конгломератов и песчаных отложений западной части Донецкого бассейна, ДАН СССР, т. LXXXV, № 3, 1952.
Левенштейн М. Л. и Нестеренко Л. П., К вопросу о проявлении верхнекаменноугольных орогенических фаз в Донецком бассейне, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1955.
Левинский И., Предварительный отчет о гидрогеологических исследованиях, произведенных в 1914 г. в восточной части Херсонского уезда, Ежег. по геол. и минер. России, т. XVII, вып. 6—8, 1917.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю., О послетретичных образованиях Лубенского уезда Полтавской губ., Тр. СПБ. о-ва ест., т. XX, вып. 4, 1889.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Лубенский уезд, Материалы по оценке земель Полтавской губ., вып. II, 1889.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. и Дьяконова-Савельева Е. Н., Вулканическая группа Кара-Дага в Крыму, Изд-во АН СССР, 1933.
Левитес Я. М., Геологическое описание Бердянской структурной скважины, Мат. по геол. и гидрогеол., № 2, 1940.
Ленцевич С., Отношение между террасами Вислы и Днепра, Тр. II Междун. конф. Ассоц. по изуч. четверт. периода, вып. I, 1932.
Леонов Г. П., Палеогеновые отложения Сталинградского Поволжья и их соотношение с соответствующими образованиями бассейна рек Дона и Днепра, Бюлл. МОИП, отд. геол., нов. сер., т. 14, (4), 1936.
Леонов Г. П., Стратиграфия палеогеновых отложений бассейна Среднего Дона, Уч. зап. МГУ, отд. геол., вып. 26, 1939.
Ле-Пле, Исследование каменноугольного Донецкого бассейна, произведенное в 1837—1839 гг. по распоряжению А. Н. Демидова, проф. в Горной парижской школе Ле-Пле при пособии г.г. Маленко, Лапана и Эпро. Пер. с франц. проф. Г. Е. Шуровского, М., 1854.

Лепченко Я. Х., Огляд дослідження долішньо-третинної флори України, Укр. ботан. журн., кн. V, 1929.
Лепченко Я. Х., Про копальні рослини на долишньо-третинних пісковиках Волині, Тр. Укр. н.-д. геол. ін-ту, т. III, 1929.
Лесняк В. Ф., К минералогии железных руд Раховского района Закарпатской обл., Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 2, 1948.
Ли П. Ф., О дальнейших направлениях литологических исследований в Донецком бассейне, Зап. Всеросс. минер. о-ва, 2 сер., ч. LXVIII, № 4, 1939.
Либрович Л. С., Новая схема подразделения и корреляции карбона Донецкого бассейна (на основании распространения цефалоподовых фаун), Мат. ВСЕГЕИ, общ. сер., сб. 7, 1946.
Ливенталь В. Е., К вопросу о стратиграфическом сопоставлении неогеновых отложений юга Европы, Докл. Львовск. политехн. ин-та, т. I, вып. I, 1955.
Лидин Г. Д., К вопросу о газоносности Луганского р-на, Природные газы, сб. № 10, 1935.
Липківська Г. В., До петрографії жорнових та точильних пісковиків Поділля, Вісн. Укр. район. геол.-розв. упр., вип. 14, 1929.
Липківська Г. В., Геолого-розшукові роботи на цементну сировнну в Новгород-Сіверському та Київському районах 1928 р., Вісн. Укр. район. геол.-розв. упр., внп. 15, 1930.
Липківська Г. В., Знахідка фауни в ярусі рябих глин, Геол. журн. АН УРСР, т. II, вип. 1, 1935.
Липковская А. В., К петрографии угленосных толщ каменноугольных отложений восточной части центрального района Донецкого бассейна, Мат. по геол. и гидрогеол., сб. № 1 за 1939 г., Госгеолиздат, М.—К., 1940.
Липковская А. В., Глнинстые породы каменноугольных отложений Донецкого бассейна, Мат. по геол. и гидрогеол., сб. № 4 за 1946 г., Госгеолиздат. М.—К., 1947.
Липник О. С., Мікрофауна київського ярусу околиць м. Лоєва, Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 1, 1951.
Лисицын К. И., Отчет о геологических исследованиях, произведенных летом 1911 г. в Донецком и Подмосковном бассейнах, Изв. Донск. политехн. ин-та, т. I, отд. 2, 1912.
Лисицын К. И., Материалы к изученню послетретичных отложений Донецкой области, 1914.
Лисицын К. И., О стратиграфических гумусовых горизонтах в России и об их соотношении к фазам четвертичного времени (реферат В. Богачева), Дневник XIII съезда русских естеств. и врачей, 1914.
Лисицын К. И., Разрезы послетретичных отложений на пространстве Таганрог—Мариуполь, Изв. Донск. политехн. ин-та, т. VIII, 1920—1922.
Листов Ю., Данные относительно тектоники Таврических гор, Мат. для геол. России, т. XIII, 1889.
Литвин Н. И. и Королева С. В., О нижнемеловых отложениях Староверовского района и района сел Протопоповки, Заводского и Среднего, Уч. зап. Харьк. гос. ун-та, т. LVII, Зап. геол. ф-та, т. 11, 1955.
Литвиненко А. У. и Танатар-Бараш З. И., К характеристике лессовидных пород северной части Запорожской области, ДАН СССР, т. XCI, № 1, 1953.
Литвиненко А. У., До генезису кімерійських залізистих відкладів, Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, вип. 2, 1953.
Личак І. Л., До петрографічної характеристики кристалічних порід узбережжя Дніпра (від Табурища до Дніпропетровська), Геол. журн. АН УРСР, т. II, внп. 2, 1935.
Личак И. Л., Полиметаллические месторождения участка с. Нагольная Тарасовка Нагольного кряжа, Нагольный кряж, Сборник, Изд-во АН УССР, 1935.
Личак І. Л., Попередні дані про огляд родовищ свинцевого блиску на Маріупольщині коло с. Гнутово, Геол. журн. АН УРСР, т. III, вип. 3—4, 1936.
Личак І. Л., Про габрові та діоритові породи Західної Волині, Геол. журн. АН УРСР, т. IX, вип. 1—2, 1948.
Личак И. Л., Дайковые породы западной Волыни, X научн. сессия киевск. гос. ун-та, секция геол. Тезисы докл., 1953.
Личков Б. Л., Геологический очерк Киевской губ., Киев, 1922.
Личков Б. Л., Некоторые данные о рельефе и тектонике кристаллических пород Украинской кристаллической полосы, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 5, 1924.
Личков Б. Л., О тектонических движениях Украинской кристаллической полосы и этапах развития Северо-Украинской мульды, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 6, 1925.
Личков Б. Л., К геологии горы Пивихи на Днепре, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 9, 1926.
Личков Б. Л., К вопросу о террасах Днепра. Статья 1, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 9, 1926.

Личков Б. Л., К характеристике зандрового ландшафта окр. Киева, Изв. Рос. Акад. наук, № 12—14, 1927.
Личков Б. Л., Некоторые черты к характеристике геоморфологии Южного Полесья, Изв. Геол. ком., т. 47, № 9—10, 1928.
Личков Б. Л., О террасах Днепра и Припяти, Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 95, 1928.
Личков Б. Л., К вопросу о террасах Днепра (статья вторая), Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 11, 1928.
Личков Б. Л., К вопросу о геологической природе Полесья, Изв. АН СССР, VII сер., № 2, 1928
Личков Б. Л., Подземные воды района Украинского кристаллического массива, Мат. КЕПС, № 78, Изд-во АН СССР, 1930.
Личков Б. Л., Геоморфологические наблюдения на южной окраине Полесья, Тр. Геогр. отд. АН СССР, вып. 2, Л., 1930.
Личков Б. Л., О так называемых ископаемых пустынях четвертичного времени в Европе, Тр. Геогр. отд. АН СССР, вып. 2, Л., 1930.
Личков Б. Л., О строении речных долин Украины, Изд-во АН СССР, 1931.
Личков Б. Л., О древних оледенениях и великих аллювиальных равнинах, Зап. Гос. гидрогеол. ин-та, т. 4, 1931.
Личков Б. Л., К вопросу о возрасте и строении речных террас бассейна Днепра, Изв. Гос. гидрогеол. ин-та, № 52, 1932.
Личков Б. Л., Древние оледенения и каневская дислокация, Тр. Геоморф. ин-та АН СССР, вып. 3, 1932.
Личков Б. Л., По поводу предгорных «климатических» террас в Крыму, Тр. Геоморф. ин-та АН СССР, вып. 3, 1932.
Личков Б. Л. и Чирвинский В. Н., О террасах Горного и Гнилого Тикичей в Украинском кристаллическом массиве, Тр. Геоморф. ин-та АН СССР, вып. 9, 1933.
Личков Б. Л., К последним страницам геологической истории Черного моря, Пробл. сов. геол., № 2, 1933.
Личков Б. Л., К характеристике геологического прошлого Северо-Украинского артезианского бассейна, Пробл. сов. геол., № 9, 1933.
Личков Б. Л., Пояса полесий и происхождение основных элементов рельефа Русской равнины, Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 1, 1944.
Личкова Е. Л., Каталог буровых скважин Украины, вып. I, изд. Укр. отд. Геол. ком., Киев, 1927.
Личкова Е. Л., Каталог буровых скважин Украины, вып. II, изд. Укр. отд. Геол. ком., Киев, 1930.
Лічкова О. Л., Каталог свердловин України, вип. III, вид. Укр. відд. Геол. ком., Київ, 1929.
Лихарев Б. К., Предварительный отчет о геологических исследованиях в северо-западной части 61 листа карты Европейской России, Изв. Геол. ком., т. 32, 1913.
Лихарев Б. К., Геологические исследования в Старобельском уезде Харьковской губ., Изв. Геол. ком., т. 33, № 3, 1914.
Лихарев Б. К., Геологические исследования в северо-восточной части 61 листа карты Европейской России, Изв. Геол. ком., т. 34, № 2, 1915.
Лихарев Б. К., Остатки крабов из нижнетретичных отложений Придонецкого края, Ежег. Русск. палеонт. о-ва, т. I, 1916.
Лихарев Б. К., К вопросу о разграничении некоторых ярусов нижнетретичных отложений в бассейнах рр. Сев. Донца и Дона, Изв. Геол. ком., т. 36 за 1917 г., № 5—7, 1918.
Лихарев Б. К., Материалы к познанию месторождений огнеупорных глин и каолинов. Огнеупорные глины Часов-Ярского района (Бахмутского уезда Екатеринославской губ.), Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 31, 1918.
Лихарев Б. К., Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 61 (северная и северо-восточная части листа), Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 161, 1928.
Лобанов И. Н. и Юнгерман А. Е., К вопросу о возрасте древних пород Исачковского холма, ДАН СССР, т. XIV, № 4, 1937.
Лобанов І. Н., Про меотичні відклади східніше м. Маріуполя, Геол. журн. АН УРСР, т. VII, вип. 4, 1940.
Лобанов І. Н., Про походження кіс на північному побережжі Азовського моря, Геол. журн. АН УРСР, т. VII, вип. 1—2, 1940.
Лобанова В. В., К петрографической характеристике пород участка Глоретты у поселка Трускавец, Тр. Всес. н.-и. ин-та галургии, вып. XXIX, 1954.
Логвиненко Н. В., К минералогии продуктивной толщи Донецкого карбона, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 3, 1949.
Логвиненко Н. В., Ископаемые угли Украины, Изд-во Харьк. гос. ун-та, 1953.
Логвиненко Н. В., Литология и палеогеография продуктивной толщи Донецкого карбона, Изд-во Харьк. гос. ун-та, 1953.
Логвиненко Н. В. и Каплан Б. Я., К петрографии доломитов Бахмутской котловины Донбасса, ДАН СССР, т. XC, № 2, 1953.

Логвиненко Н. В. и Карпова Г. В., Материалы по минералого-петрографической характеристике фаций угленосной толщи Донецкого бассейна, Уч. зап. Харьк. гос. ун-та, т. LVII. Зап. геол. ф-та, т. 11, 1955.
Лодочников В. Н., К петрологии Воронежской кристаллической глыбы Русской платформы, Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 69, 1927.
Лодочников В. Н., Полурыхлый пепловый туффит трахита из Дуванки (у г. Павловска), Тр. ВНИГРИ, вып. 39, ОНТИ, 1936.
Локтюшов С. А., Следы палеолита в бассейне р. Донца, Бюлл. Комисс. по изуч. четверт. периода АН СССР, № 6—7, 1940.
Ломоносов М. В., Нижайший доклад и непредрассудительное мнение императорскому соляному комиссариату о соляных делах, что в местах между Днепром и Доном положенных находятся, а особливо в обоих императорских заводах, что в Бахмуте и Торе, Горн. журн., кн. X, 1828.
Лукашев В. П., К поискам промышленных месторождений редких элементов в Приазовье, Пробл. сов. геол., № 2, 1937.
Лунгерсгаузен Л. Ф., До питання про простягання північно-білоруських кінцевих морен та про вік білоруського лесу, Зб. пам'яті акад. Тутковського, т. I, 1931.
Лунгерсгаузен Л. Ф., Несколько замечаний об общем характере четвертичного отложения у юго-восточной границы Днепровского ледникового языка, Тр. Комисс. по изуч. четверт. периода АН СССР, т. III, вып. I, 1933.
Лунгерсгаузен Л. Ф., О стратиграфической самостоятельности отдельных лессовых горизонтов Украинской степи, Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 66, вып. 6, 1934.
Лунгерсгаузен Л. Ф., О стратиграфии «балтского яруса», ДАН СССР, т. II, № 6, 1934.
Лунгерсгаузен Л. Ф., Новий поверх лесу на Україні, Четверт. період, вип. 7, 1934.
Лунгерсгаузен Л. Ф., О древнейшем Догюнцком оледенении Европы, Пробл. сов. геол., т. V, 1935.
Лунгерсгаузен Л. Ф., Террасы Днестра, ДАН СССР, т. XIX, № 4, 1938.
Лунгерсгаузен Л. Ф., Фауна днестровских террас, Геол. журн. АН УССР, т. V, вып. 4, 1938.
Лунгерсгаузен Л. Ф., Этапы развития Днепровско-Донецкой впадины, ДАН СССР, т. XXII, № 6, 1939.
Лунгерсгаузен Л. Ф., Заметка о полтавском ярусе, Мат. по геол. и гидрогеол., сб. № 1 за 1939 г., 1940.
Лунгерсгаузен Л. Ф., К вопросу о тектонике Украины, Мат. по нефтен. Днепр.-Донецк. впадины, вып. I, Изд-во АН УССР, 1941.
Лунгерсгаузен Л. Ф., Некоторые черты палеогеографии Днепровско-Донецкой геосинклинали в верхнепалеозойское и мезозойское время. Мат. по нефтен. Днепр.-Донецк. впадины, вып. I, Изд-во АН УССР, 1941.
Лунгерсгаузен Л. и Никифорова О., О стратиграфическом отношении силурийских слоев Подолии к аналогичным слоям некоторых других мест Западной Европы, ДАН СССР, т. XXXIV, № 2, 1942.
Лунгерсгаузен Л. Ф., Стратиграфия донецкого лейаса, ДАН СССР, т. XXXIV, № 4—5, 1942.
Лунгерсгаузен Л. Ф., Байосские и батские отложения Донецкого кряжа, ДАН СССР, т. XXXIV, № 6, 1942.
Лунгерсгаузен Л. Ф., Верхняя юра Донецкого кряжа, ДАН СССР, т. XLI, № 7, 1943.
Лутугин Л. И., Геологические исследования окрестностей с. Лисичанска (Бахмутского уезда Екатериносл. губ.), Изв. Геол. ком., т. 12, № 3—4, 1893.
Лутугин Л. И., Геологические исследования, произведенные в северной части Донецкого каменноугольного бассейна в 1894, Изв. Геол. ком., т. 13, № 4—5, 1894 и т. 14, № 8—9, 1895.
Лутугин Л. И., Геологический разрез у с. Крымского Славяносербского уезда Екатеринославской губ., Изв. Геол. ком., т. 15 за 1896 г., 1897.
Лутугин Л. И. и Степанов П. И., Донецкий каменноугольный бассейн, Очерк месторождений ископаемых углей России, изд. Геол. ком., СПБ, 1913.
Лучицкий В. И., Несколько слов о песках и песчаниках Киевской губернии, Зап. Киевск. о-ва ест., т. XVIII, 1904.
Лучицкий В. И., Глинистые сланцы Крыма и один из их контактов с изверженными породами, Зап. Киевск. о-ва ест., т. XIX (Проток. засед. за 1903 г.), 1905.
Лучицкий В. И., Новый выход изверженной породы в Полтавской губернии, Тр. Варшавск. политехн. ин-та, вып. I, 1913.
Лучицкий В. И., Отчет о геологических исследованиях фосфоритовых отложений Киевской губ., Тр. Комисс. Моск. с.-х. ин-та по исслед. фосфоритов, сер. I, т. V, 1914.
Лучицкий В. И., Новые данные по гидрогеологии Полтавской губ., Зап. Киевск. о-ва ест., т. XXV, 1915.
Лучицький В. І., Кристалічні лупаки та вапняки Київщини та їх контакти з гранітами. Вісті Укр. відд. Геол. ком., вип. I, 1919.

Лучицкий В. И., Керченский железорудный район, Тр. Центр. управ. пром. разв., вып. 1, 1922.
Лучицький В. І., Мапа корисних копалин України, изд. Госплана Украины, 1923.
Лучицкий В. И., Свинцовый блеск в Крыму, Докл. Рос. Акад. наук, январь—июнь 1923.
Лучицкий В. И. и Мокринский В. В., Месторождение серы на Керченском полуострове, Зап. Крымск. о-ва ест., т. VIII, 1925.
Лучицкий В. И., Данные по гидрогеологии северо-восточной Украинской артезианской мульды в связи с вопросами водоснабжения сел и городов, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 8, 1926.
Лучицкий В. И., Гидрогеологические особенности артезианских горизонтов г. Киева, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 10, 1927.
Лучицкий В. И., Кристаллические известняки, чарнокитовые граниты и кинцигиты северной части Украины, Зап. Киевск. о-ва ест., т. XXVII, вып. 2, 1927.
Лучицкий В. И., Динасовое производство и его минеральная база в районе Донецкого бассейна, Минер. сырье и его перераб., № 9—10, 1928.
Лучицкий В. И., Каолины Украины, Тр. Ин-та прикл. минер., вып. 41, 1928.
Лучицкий В. И., Вопросы стратиграфии и тектоники Украинской кристаллической плиты, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 8, вып. 3—4, 1930.
Лучицький В. І., Гідрогеологічна карта України. Планшет 46-а, вид. Укр. район. геол.-розв. упр., 1930.
Лучицький В. І., Гідрогеологічна карта України. Планш. 46-b, вид. Укр. район. геол.-розв. упр., 1930.
Лучицький В. І. та Лічков Б. Л., Про гідрогеологічні райони України, вид. н.-д. ін-ту с.-г. меліор., Київ, 1930.
Лучицкий В. И., Полезные ископаемые Украины, Гос. н.-техн. горн. изд-во, М.—Л.—Новосибирск, 1933.
Лучицкий В. И. и Лебедев П. И., Петрография Украины, Изд-во АН СССР, 1934
Лучицкий В. И., Возраст щелочных пород УССР, Пробл. сов. геол., т. V, вып. 4, 1935.
Лучицкий В. И., Ультраосновные и щелочные основные породы северо-восточного Приазовья, Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. II, 1936.
Лучицкий В. И., Послекембрийские магматические породы Приазовья, Сб., посвящ. 50-летию научн. и педагог. деят. акад. В. И. Вернадского, 1936.
Лучицкий В. И., Габброноритовая магма УССР, Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, вып. 12, 1938.
Лучицкий В. И., Структурные особенности щелочных пород Восточного Приазовья. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, вып. 13, 1938.
Лучицкий В. И., Щелочной комплекс Мариуполя, Тр. XVII сесс. Междун. геол. конгр. 1937, т. II, 1939.
Лучицкий В. И., Докембрий УССР, Геология СССР, т. I, АН СССР, 1939.
Лучицкий В. И., Петрография Крыма, Петрогр. СССР, вып. 8, Изд-во АН СССР, 1939.
Лучицкий В. И., Сравнительная характеристика основных и ультраосновных пород Украины и их металлогения. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. XX, 1940.
Лучицкий В. И. и Ожегова М. И., Генетические взаимоотношения глубинных и интрузивно-эффузивных пород северо-запада Украинского кристаллического массива. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 57, 1941.
Лучицкий В. И., Щелочные вмещающие породы Криворожского железорудного бассейна, Сб., посвящ. акад. Д. С. Белянкину, Изд-во АН СССР, 1946.
Лучицкий В. И., Щелочный метасоматоз на территории Украинского кристаллического массива, ДАН СССР, т. LV, № 1, 1947.
Лучицкий В. И., Рапакиви и щелочные породы Украины, ДАН СССР, т. LX, вып. 2, 1948.
Луцкий П. И., К вопросу о четвертичных отложениях Присивашья, Почвоведение, № 3—4, 1929.
Луцкий П. И., О находке вулканического пепла в четвертичных отложениях северной окраины Донбасса, Зап. Харьк. с.-х. ин-та, т. V (XLII), 1946.
Лысенко М. П., О лессовидности краснобурых глин юга Украины, ДАН СССР, т. LXXVIII, № 1, 1951.
Лысенко М. Н., К характеристике краснобурых водораздельных глин, Уч. зап. ЛГУ, № 159, Геология, 1953.
Люткевич Е. М. и Лапкин И. Ю., О нижнетриасовых отложениях Русской платформы, ДАН СССР, т. LXXXVIII, № 1, 1953.
Люткевич Э. Ф., Характер и пределы распространения ледниковых отложений в Радомысльском уезде Киевской губ., Зап. Новоросс. о-ва ест., т. XXXVII, 1911.
Мазарович А. Н., Про характер та вік найголовніших типів потретинних покладів сходу Російської рівнини, Зб. пам'яті Тутковського, т. I, ВУАН, 1931.
Мазарович А. Н., Основы геологии СССР, М.—Л., ГНТИ, 1938.
Мазарович А. Н., К вопросу о четвертичном покрове Русской платформы, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 18 (1), 1940.

Мазарович А. Н., Принципы стратиграфии четвертичных отложений, Мат. по четверт. периоду СССР, вып. 2, 1950.
Маймин З. Л., Несколько слов о юго-западной равнине Керченского полуострова, Нефт. хоз., № 7, 1936.
Макаренко Д. Є., Верхньоеоценові відклади нижньої течії р. Горині, Геол. журн. АН УРСР, т. XV, вип. 3, 1955.
Маккавеев А. А., Тектоника и геологическая история северной части Украинского кристаллического массива и Полесского вала, Сов. геол., сб. 12, 1946.
Маков К. І., До проблеми соляних куполів у межах Північно-Української мульди, Геол. журн. АН УРСР, т. III, вип. 1, 1936.
Маков К. И., О киммерийских отложениях в Скадовском районе УССР, ДАН СССР, т. XVII, № 9, 1937.
Маков К. І., Нові дані про куполоподібне підняття корінних порід у районі Полтави, Геол. журн. АН УРСР, т. V, вип. 1—2, 1938.
Маков К. І., Про геологічну будову Причорноморської западини, Геол. журн. АН УРСР, т. V, вип. 4, 1938.
Маков К. І., Про умови залягання понтичних відкладів у північному Причорномор'ї, Геол. журн. АН УРСР, т. VI, вип. 3, 1939.
Маков К. І., Етапи розвитку Причорноморської западини, Геол. журн. АН УРСР, т. VI, вип. 3, 1939.
Маков К. И., Новые данные о химизме глубоких подземных вод Днепровско-Донецкой впадины в связи с ее нефтеносностью, Тр. Нефт. конф. 1938 г., Изд-во АН УССР, 1939.
Маков К. И., О запасах подземных вод Северо-Украинской мульды, Инженерн. геол. и гидролог., сб. 1, Гостехиздат, Киев, 1939.
Маков К. И., О гидрогеологическом районировании Причерноморья, Сов. геол., № 7, 1939.
Маков К. І., Про умови залягання палеогену Дніпровсько-Донецької западини, ДАН УРСР, № 7, 1940.
Маков К. И., Краткий гидрогеологический очерк украинского Причерноморья, Тр. Конфер. по проблеме Сиваша, Изд-во АН УССР, 1940.
Маков К. И. и Молявко Г. И., Палеогеографические схемы Причерноморья, Мат. по геол. и гидрогеол., сб. 1 за 1939 г., Госгеолиздат, К.—М., 1940.
Маков К. И. и Молявко Г. И., Некоторые данные о геологической истории северо-западной части Азовского моря, Мат. по геол. и гидрогеол., сб. 3 за 1939 г., Госгеолиздат, К.—М., 1940.
Маков К. И., Схема современной геоструктуры УССР и смежных районов, Зап. Харьк. с.-х. ин-та, т. V (XLII), 1946.
Маков К. І., Короткий гідрогеологічний нарис Степового Криму, Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, вип. 2, 1946.
Макридин В. П., О верхнеюрских отложениях краснооскольского купола северо-западной окраины Донецкого кряжа, ДАН СССР, т. LXVI, № 2, 1949.
Макридин В. П., Новая стратиграфическая схема верхнеюрских отложений северо-западной окраины Донецкого кряжа, ДАН СССР, т. LXXVII, № 4, М., 1951.
Макридин В. П., Брахиоподы юрских отложений Донецкого кряжа, Изд-во Харьк. гос. ун-та, 1952.
Макридин В. П. и Зиновьев М. С., Новые находки аммонитов в верхнеюрских отложениях северо-западной окраины Донецкого складчатого сооружения, ДАН СССР, т. 101, № 3, 1955.
Максимов Б. М., Применение магнитометрии в разведке соляных структур центральной части Днепровско-Донецкой впадины, Разв. недр, № 10, 1938.
Максимович Н., Гидрогеологический и гидрографический очерк Киевской губ., Губ. стат. бюро, 1920.
Макухина Г. О., Стильпномелан з метаморфічного комплексу Верхівцівської магнітної аномалії, Геол. журн. АН УРСР, т. XV, вип. 4, 1955.
Малахова Н. П., К стратиграфии девона центральной части Русской платформы, Сов. геол., № 3, 1941.
Малахова Н. П., Стратиграфический разрез самой глубокой скважины в центре Русской платформы, Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1941.
Малеванный Е. Т., К вопросу о Николаевской структуре, ДАН СССР, т. LXVI, № 1, 1949.
Малеванный Е. Т. и Яцко И. Я., Новые данные о распространении киммерийских отложений на левобережье нижнего Днепра, ДАН СССР, т. LXXXVI, № 6, 1952.
Малевский К. О., О силурийской формации Днестровского бассейна, Универс. изв., № 4—5, Киев, 1866.
Малиновский Ф. М., О сульфидоносных фосфоритах Подолии, Зап. Всес. минер. о-ва, II сер., ч. 84, вып. 1, 1955.
Малявкин А. А., Верхняя пермь Донбасса и ее граница с триасом, Мат. по геол. пермской системы Европейской части СССР, 1940.
Мамаенко В. Ф., О песчаниках Могилев-Подольского округа, Минер. сырье, № 2, 1926.

Мангикиан Т. А., О новых видах моллюсков из куяльницких отложений окрестностей Одессы, Журн. н.-и. кафедр в Одессе, т. I, № 5, 1924.
Мангикиан Т. А., О куяльницких отложениях окрестностей Одессы, Вісн. Укр. район. геол.-розв. упр., вип. 14, 1929.
Манукалова М. Ф., Описание некоторых новых видов фузулинид из среднего карбона Донецкого бассейна, Мат. по стратигр. и палеонт. Донецкого бассейна, Углетехиздат, 1950.
Маринич О. М., Геоморфологічне районування долини р. Південний Случ, Наук. зап. Київськ. держ. ун-ту, т. XII, вип. II, Тр. геогр. ф-ту, № 2, 1953.
Маркевич А. К., К появлению оползней яйлы близ дер. Кучук-Кой Ялтинского уезда, в марте 1915, Изв. Таврич. учен. арх. комиссии, № 52, 1915.
Марков А. К., Некоторые новые данные о трассах Карадага в Крыму, Изв. Моск. геол.-разв. треста, т. II, вып. 3—4, 1934.
Марковский Б. П., Унифицированная схема стратиграфии девонских отложений Русской платформы и западного склона Урала, сб. «Девон Русской платформы», Тр. ВНИГРИ, 1953.
Морозова В. Г., О возрасте нижнефораминиферовых слоев Северного Кавказа, ДАН СССР, т. LIV, № 1, 1946.
Мартыненко Л. И., К вопросу об образовании богатых руд Кривого Рога, Уч. зап. Чернівецьк. держ. ун-ту, сер. геол.-геогр. наук, т. VIII, вип. 2, 1950.
Марягин Г. А., Исследователи недр Донбасса, Углетехиздат, 1951.
Маслакова Н. И., Стратиграфия и фауна мелких фораминифер палеогеновых отложений Восточных Карпат, Мат. по биостр. зап. обл. УССР, Мин. геол. и охр. недр СССР, 1955.
Маслов В. П., Микроскопические водоросли каменноугольных известняков Донецкого бассейна, Изв. Геол. ком., т. 48, № 10, 1929.
Матвеев А. К., Изверженная порода около ст. Кутейниково, Вестн. Геол. ком., т. II, № 7, 1927.
Матвєєв А. К., Морський тріас південної окраїни Донецького басейну, Геол. журн. АН УРСР, т. VII, вип. 1—2, 1940.
Матвеев А. К., Краткое геологическое описание Подолии и Волыни, Сов. геол., № 4, 1940.
Матвеев А. К., Карбон в Галицийской впадине, ДАН СССР, т. XXVII, № 1, 1940.
Матвієнко Є. М., До стратиграфії палеогенових відкладів північно-західної частини Дружківсько-Костянтинівського антикліналу, Геол. журн. АН УРСР, т. IV, вип. 1, 1937.
Матвиенко Е. М., Палеогеновые отложения бассейна р. Днестр по р. Лядаве, Мат. по геол. и гидрогеол. сб. № 4 за 1946 г., Киев, 1947.
Матвиенко Е. М., Меловые отложения р. Токмачки, Мат. по геол. и гидрогеол., сб. № 4 за 1946 г., Киев, 1947.
Материалы по водным изысканиям в Крыму, Сб. п. ред. А. А. Стратонитского и Г. В. Федорова, вып. 3. Источники горной части Крымского п-ва, ч. I—V, Симферополь, 1916—1917.
Материалы к гидрогеологии Донецкого бассейна, вып. 1, п. ред. И. И. Никшича и Н. А. Родыгина, Мат. по общей и прикл. геологии, вып. 135, Геол. ком., 1929.
Материалы по геологии Большого Донбасса, сб. ч. I, вып. XXI, изд. Укр. геол. треста, Киев, 1936.
Матеріали геофізичних розвідок УРСР, зб. ч. I, вип. XXV, вид. Укр. геол. тресту, Київ, 1936.
Материалы Азово-Черноморского геологического управления по геологии и полезным ископаемым, сб. IV. Материалы по геологическому изучению юго-восточной и сев.-западной окраин Донбасса в связи с проблемой Большого Донбасса, изд. Аз.-Черн. геол. упр., Ростов/Дон, 1938.
Матківський Й. Х., Геологічне дослідження басейнів середньої течії р.р. Тростяниці та Ірші на Волині, в кн.: Геол. досліди на Волині рр. 1928—29, Житомир, 1930.
Махаев В. Н., Опыт спелеологического районирования Крыма, Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 69, вып. 2, 1937.
Махинин В. А., Гидромусковит из нижнекаменноугольных отложений Львовской мульды, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 3, 1949.
Махинин В. А., К минералогии глауконитов олигоценовых отложений Украинского кристаллического массива, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 5, 1951.
Махлин Е. М., Докембрийские гранодиориты района Пинска, Изв. АН БССР, № 1, 1952.
Махнач А. С., Основные минералогические комплексы палеозойских отложений юго-западной части Белоруссии, Изв. АН БССР, № 6, 1951.
Махов Г. Г., Питання генезиса та еволюції грунтів України, Вістн. с.-г. науки, т. 3, вип. 3—4, 1924.
Махов Г. Г., Грунти України, вид-во «Рад. селянин», Харків, 1930.
Мейстер А. К., Материалы по петрографии Крыма, Изв. Геол. ком., т. 27, № 10, 1908.
Меллер В., Спирально-свернутые фораминиферы каменноугольного известняка России, Мат. для геологии России, т. VIII, 1878.

Меллер В., Фораминиферы каменноугольного известняка России, Мат. для геологии России, т. IX, 1880.
Мельник М. О., Про наслідки попередніх дослідів четвертинних підморенових пісків з р-ну Канівських дислокацій, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 11, 1928.
Мельник М. О., До вивчення фауни м'якунів українських лесів, Зб. пам'яті Тутковського, т. II, 1931.
Мельник М. Е., Фауна моллюсков лессов УССР, Тр. II Междун. конф. Ассоц. по изуч. четверт. периода Европы, вып. III, 1933.
Мельник М. О., До стратиграфії київського ярусу середнього Дніпра, Геол. журн. АН УРСР, т. II, вип. 1, 1935.
Мельник М. О., Розчленування товщі київського мергелю (Хроніка), Геол. журн. АН УРСР, т. II, вип. 2, 1935.
Мельник М. О., Фауна та вік палеогенових відкладів р. Десни, ч. II, Еоцен, Геол. журн. АН УРСР, т. II, вип. 1, 1935.
Мельник М. О., Фауна та вік палеогенових відкладів р. Десни, ч. I, Палеоцен. Мат. до палеонт. і стратигр. УРСР, Тр. Ін-ту геол. наук АН УРСР, т. I, 1936.
Мельник М. О., До стратиграфії палеогену Правобережжя УРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. III, вип. 2, 1936.
Мережковский К. С., Отчет о предварительном исследовании каменного века в Крыму, Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 16, 1880; т. 18, 1882.
Мерклин Р. Л., Новые данные о тарханском горизонте, Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1940.
Мерклин Р. Л., Пластинчатожаберные спириалисовых глин, их среда и жизнь, Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, т. XXVIII, 1950.
Мерклин Р. Л., Этапы развития конкского бассейна в миоцене на юге СССР, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 28, в. 3, 1953.
Мефферт Б. Ф., Ископаемые угли Донецкого бассейна, вып. I. Угли Центрального района, изд. Совета Съезда горнопром. Юга России, Харьков, 1915.
Мефферт Б. Ф., Об условиях залегания ультраосновных жильных пород в Таганрогском округе области войска Донского, Изв. Геол. ком., т. 37, № 3—4 за 1918 г., 1920.
Мефферт Б. Ф., Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета VIII-22, изд. Геол. ком., 1923.
Мефферт Б. Ф., Геологический очерк Марьевского района Донецкого бассейна. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 42, 1924.
Мефферт Б. Ф., Геологический очерк Лисичанского района Донецкого бассейна. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 65, 1924.
Мефферт Б. Ф., Степанов П. И., Родыгин Н. А., Соколов В. И., Яворский В. И., Гапеев А. А. и Кумпан С. В. Под ред. Б. Ф. Мефферта, Синонимика угольных пластов Донецкого бассейна, Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 118, изд. Геол. ком., 1926.
Мефферт Б. Ф., Геологический очерк района Петровского каменноугольного месторождения в Изюмском уезде Харьковской губ., Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 122, 1926.
Мефферт Б. Ф., Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета VIII-23, изд. Главн. геол.-разв. упр., 1931.
Мефферт Б. Ф., Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета VIII-24. Река Миус и слоб. Дмитровка, изд. Главн. геол.-разв. упр., 1931.
Мефферт Б. Ф., Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета IX-23. Р-н слоб. Успенской и р. Кринки, изд. Главн. геол.-разв. упр., 1931.
Мефферт Б. Ф., Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета IX-24. Река Миус, сл. Голодаевка, изд. Главн. геол.-разв. упр., 1931.
Мефферт Б. Ф., Заметка о фауне харьковского яруса некоторых областей южнорусского палеогена, Изв. Гос. геол.-разв. объед., т. 50, вып. 74, 1931.
Мещеряков Ю. А., Об основных закономерностях строения и развития крупных форм рельефа Русской равнины, ДАН СССР, т. 79, № 1, 1951.
Миклашевский И., Материалы для геологии Глуховского уезда Черниговской губ., Зап. Новоросс. о-ва ест., т. IX, вып. I, 1884.
Миклухо-Маклай М. Н., О метаморфических явлениях в Волынских гнейсах, Тр. СПБ. о-ва ест., отд. геол. и минер., т. XVII, вып. I, 1886.
Миклухо-Маклай М. Н., Геологические исследования Новоград-Волынского и Житомирского уездов Волынской губ., Мат. для геол. России, т. XIV, 1890.
Милай О. Г., Кристалічні та метаморфічні породи і пов'язані з ними родовища залізних руд околиць гори Корсак-Могили, Журн. геол.-геогр. циклу АН УРСР, № 2, 1933.
Милай А. И., Докембрий западной части Приазовского кристаллического массива, Докембрий УССР, сб. I, 1937.
Милашевич К. О., Моллюски Черного и Азовского морей, Фауна России, п. ред. акад. Н. В. Насонова, Петроград, 1916.

Милькович Н. З., О триасе Южного берега Крыма, Бюлл. МОИП, т. IV, 1902.
Миронов С. И., Краткий отчет о поездке на Чонгелекский промысел в Крыму, Вестн. Геол. ком., № 2, 1926.
Мирчинк Г. Ф., О палеоцене Крыма, Дневник XII съезда русск. естеств. в Москве, № 10, 1910.
Мирчинк Г. Ф., Краткий предварительный отчет о геологическом исследовании в Новгород-Северском и Кролевецком уездах, Предвар. отчет о работах по изуч. естест.-истор. условий Чериговск. губ. в 1913 г., 1914.
Мирчинк Г. Ф., Послетретичная история равнины Европейской России, Работы Торф. акад. Сообщ. и докл. ест.-истор. секции, вып. I, 1920.
Мирчинк Г. Ф., Послетретичные отложения Черниговской губернии и их отношение к аналогичным отложениям Европейской России, гл. I и II. Прилож. к № 1 журн. «Вестн. Моск. горн. акад.», т. II, 1923.
Мирчинк Г. Ф., Стратиграфия нижнетретичных и верхнемеловых отложений Черниговской губ., Изв. Моск. отд. Геол. ком., 1919 г., т. 1, Петроград, 1923.
Мирчинк Г. Ф., До питання про стратиграфію, рельєф, походження четвертинних покладів України, Укр. геол. вісті, № 2, 1924.
Мирчинк Г. Ф., Послетретичные отложения Черниговской губернии и их отношение к аналогичным отложениям Европейской России, Мемуары геол. отд. о-ва любит. ест., антропол. и этногр., вып. 4, М., 1925.
Мирчинк Г. Ф., Исследования в бассейне р. Клевени и в прилежащем участке правобережья р. Сейма, Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 57, 1927.
Мирчинк Г. Ф., О физико-географических условиях эпохи отложения верхнего горизонта лесса на площади Европейской части СССР, Изв. АН СССР, 1928.
Мирчинк Г. Ф., Соотношение четвертичных континентальных отложений русской равнины и Кавказа, Изв. Ассоц. н.-и. ин-тов МГУ, т. II, вып. III—IV, 1928.
Мирчинк Г. Ф., О соотношении речных террас и стоянок палеолитического человека в бассейне рр. Десны и Сожа, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. VII, вып. 1—2, 1929.
Мирчинк Г. Ф., Геологічна природа деяких двоповерхових боліт, Зб. пам'яті акад. П. А. Тутковського, т. II, Вид-во АН УРСР, 1931.
Мирчинк Г. Ф., Некоторые новые данные по геологии северо-западной части Северо-Украинской впадины, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 9, вып. 3—4, 1931.
Мирчинк Г. Ф., Эпейрогенические колебания Европейской части СССР в течение четвертичного периода, Тр. II Междунар. конф. Ассоц. по изуч. четверт. периода Европы, вып. II, 1933.
Мирчинк Г. Ф., О четвертичном орогенезе и эпейрогенезе на территории СССР, Мат. по четверт. периоду СССР, ОНТИ, 1936.
Мирчинк Г. Ф., Четвертичные движения правобережной части Украинской кристаллической полосы, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1936.
Мирчинк Г. Ф., Корреляция континентальных четвертичных отложений Русской равнины и соответствующие отложения Кавказа и Понто-Каспия, Мат. по четверт. периоду СССР, ОНТИ, 1936.
Мирчинк Г. Ф., Четвертичные движения Правобережной Украины, Тр. Сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четверт. периода, вып. IV, 1939.
Мирчинк Г. Ф., Основы четвертичной истории на территории СССР, Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 36, 1940.
Мирчинк Г. Ф., Гляцproperдислокации и их значение для понимания структуры территории Европейской части СССР, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 21, вып. 4, 1946.
Мирчинк М. Ф., Бакиров А. А., О геотектоническом развитии Русской платформы в связи с изучением ее нефтегазоносности, Нефт. хоз., № 1, 1951.
Митгарц Б. Б. и Толстихина М. М., Основные этапы развития в палеозое докембрийского фундамента западной части Русской платформы, Мат. по геол. Европейской части СССР, 1952.
Митте М., О результатах буровых работ, произведенных за последнее время на Полесьи, Зап. Минер. о-ва, т. XXIII, 1887.
Митянина И. В., О фораминиферах юрских отложений юго-востока Белоруссии и их стратиграфическом значении, Палеонт. и стратигр. БССР, сб. 1, Тр. ин-та геол. наук АН БССР, 1955.
Михайлов А. В., К характеристике родов нижнекаменноугольных фораминифер территории СССР, Нижнекаменноугольн. отл. с.-з. крыла Подмоск. бассейна, сб. статей № 3, изд. Ленингр. геол. упр., 1939.
Михайлов А. Е., Основные этапы развития Предкарпатского краевого прогиба, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 26, вып. 3, 1951.
Михайлов А. Е. и Найдин Д. П., О тектонических нарушениях юго-западной окраины Русской платформы, Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. XXVI, 1954.
Михайлов Н. П., Зональное деление верхней части меловых отложений Крыма и Западной Украины по головоногим, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 23, вып. 6, 1948.
Михайлов Н. П., Верхнемеловые аммониты юга Европейской части СССР и их значение для зональной стратиграфии, Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 129, сер. геол., № 50, 1951.
Михайлова Н. П., До питання про магнітність токівських гранітів, ДАН УРСР, № 6, 1955.

Михайловский Г. П., Геологические исследования в Балтском уезде Подольской губ., Изв. Геол. ком., т. 20, 1901.
Михайловский Г. П., Средиземноморские отложения Томаковки, Тр. Геол. ком., т. 13, № 4, 1903.
Михайловский Г. П., Геологические исследования на юго-западе Бессарабии, Изв. Геол. ком., т. 28, 1909.
Михайловский Г. П., Лиманы дельты Дуная в Измаильском уезде Бессарабской губернии, Уч. зап. Юрьевск. ун-та, № 8, 1909.
Михайловский М. Н., Заметка о возрасте чокракского известняка и спаниодонтовых слоев, Проток. СПБ. о-ва ест., № 4, 1904.
Михайловский С. Н., По поводу тектоники Яйлинских вод Кастрополь-Симеизского оползневого района в Крыму, Вестн. Геол. ком., № 2 за 1925 г., 1926.
Михайловский С. Н., О некоторых карстовых явлениях на Яйле между Байдарской долиной и Ай Петри в Крыму, Вестн. Геол. ком., № 5 за 1925 г., 1926.
Михайловский С. Н., О некоторых современных отложениях террасы и ракушняках Черноморского побережья Кавказа и Крыма, Изв. Геол. ком., т. 46, № 7, 1927.
Михайловский С. Н. и Пчелинцев В. Ф., Гидрогеологические исследования в Леменском районе Южного берега Крыма, Тр. Всес. геол.-разв. объед., вып. 119, 1932.
Михайловский С. Н., Погребов Н. Ф., Гидрогеологические исследования в северо-восточной части Байдарской долины в Крыму, Тр. Всес. геол.-разв. объед., вып. 229, 1932.
Михалевич Г. Ш., Подводный оползень миоценового времени в Керченском районе, Изв. Всес. геогр. о-ва, т. 72, вып. 6, 1940.
Михальский А. О., К вопросу о геологической природе Подольских толтр, Изв. Геол. ком., т. 14, 1895.
Михальский А. О., О некоторых основных вопросах в геологии Кривого Рога, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 32, 1908.
Мишунина З. А., Белемниты мелового флиша юго-восточного Кавказа, Тр. НГРИ, сер. А, вып. 74, 1935.
Мишунина З. А., Девон Днепровско-Донецкой впадины, Девон Русской платформы (сборн. докл.), изд. ВНИГРИ, Гостоптехиздат, 1953.
Мишунина З. А., О природе дислокаций среднего Приднепровья, Геологический сборник II, Гостоптехиздат, 1953.
Моисеев А. С., Предварительный отчет о находках следов каменного века на Яйле и Южном берегу Крыма, Изв. Таврич. учен. архивной комис., № 57, 1920.
Моисеев А. С., Находка растений в юрских отложениях г. Ялты и д. Кучук-Узен-Баш, Зап. Крымск. о-ва ест., т. VII за 1917 г., Симферополь, 1920.
Моисеев А. С., О возрасте мезозойских песчаников в окр. Симферополя, Докл. Росс. акад. наук, сер. А, июль—сентябрь, 1924.
Моисеев А. С., О строении мезозойских глинистых сланцев в Крыму, Докл. Росс. акад. наук, сер. А, апрель — июнь 1925.
Моисеев А. С., О фауне из нижнеюрских известняков Крыма, Изв. Геол. ком., т. 44, 1925.
Моисеев А. С., О юрской флоре в Крыму, Вестн. Геол. ком., № 2, 1925.
Моисеев А. С., О триасовых известняках окрестностей д. Бешуй в Крыму, Изв. Геол. ком., т. 45, № 7, 1927.
Моисеев А. С., К стратиграфии верхнеюрских отложений юго-западного Крыма, Изв. Геол. ком., т. 45, № 7, 1927.
Моисеев А. С., О Бешуйском каменноугольном месторождении в Крыму, Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 100, 1929.
Моисеев А. С., О средиземноморской орогенической зоне и отношении к ней Крымских гор, Тр. Ленингр. о-ва ест., т. LIX, вып. 4, отд. геол. и минер., 1929.
Моисеев А. С., К геологии юго-западной части главной гряды Крымских гор, Мат. общ. и прикл. геол., вып. 89, 1930.
Моисеев А. С., Гидрогеологический очерк главной гряды Крымских гор, Тр. Главн. геол.-разв. упр., вып. 30, 1931.
Моисеев А. С., Лучицкий В. И., Обзор гидрогеологических исследований и разведочных работ в районе Ливадийского оползня в Крыму, Тр. Всес. геол.-разв. объед., вып. 127, 1932.
Моисеев А. С., О фауне и флоре триасовых отложений долины р. Салгир в Крыму, Изв. Всес. геол.-разв. объед., т. 51, вып. 39, 1932.
Моисеев А. С., Геологический очерк газирующего источника Аджи-Су, К вопросу о газоносности Горного Крыма. Сб. статей, Тр. геол.-разв. бюро газовых м-ний, вып. 2, 1932.
Моисеев А. С., Брахиоподы юрских отложений Крыма и Кавказа, Тр. Всес. геол.-разв. объед., вып. 203, 1934.
Моисеев А. С., Основные черты строения Горного Крыма, Тр. Ленингр. о-ва ест., т. LXIV, вып. 1, 1935.
Моисеев А. С., О Херсонесском (киммерийском) горообразовании и его проявлении в Крыму, Тр. Ленингр. о-ва ест., т. LXVI, вып. 1, 1937.

Моисеев А. С., Очерк стратиграфии северо-восточной части Горного Крыма, Уч. зап. ЛГУ, № 16, 1937.
Моисеев А. С., Очерк тектоники северо-восточной части Горного Крыма, Уч. зап. ЛГУ, № 21, сер. геол.-почв., вып. 5, 1939.
Моисеев А. С., Новые данные о верхнем триасе Северного Кавказа и Крымской АССР, ДАН СССР, нов. сер., т. XXIII, № 8, 1939.
Моисеев А. С., О лейасовых аммонитах Крыма, Уч. зап. ЛГУ, сер. геол.-почв., № 11, 1944.
Мокринский В. В., Стратиграфо-географическое размещение мезозойских угленосных формаций в Крымо-Кавказо-Прикаспийской провинции, Тр. XVII Междун. геол. конгр. в 1937 г., т. 1, 1939.
Молоков-Журський П., Підморенові копальні грунти біля с. Трощин, Тр. Укр. н.-д. геол. ін-ту, т. V, вип. I, 1933.
Молявко Г. І., Копальне торфовище в відкладах третьої тераси р. Прип'яті коло с. Семиходи, Геол. журн. АН УРСР, т. II, вип. 1, 1935.
Молявко Г. І., Геоморфологія і четвертинні поклади міжріччя Прип'ять — Десна, Геол. журн. АН УРСР, т. II, вип. 2, 1935.
Молявко Г. І., Геологічні дослідження в Кримській АРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. III, вип. 3—4, 1937.
Молявко Г. І., До стратиграфії пліоценових відкладів півн.-схід. частини Кримської АРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. V, вип. 1—2, 1938.
Молявко Г. І., Заморій П. К., Про газоносність четвертинних покладів піщано-черепашкового пересипу Молочного лиману, Геол. журн. АН УРСР, т. VI, вип. 4, 1940.
Молявко Г. І., Пухтинський М. Н. і Сергєєв О. Д., До питання про тектоніку неогенових відкладів лівобережжя низу р. Дніпра, Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, вип. 1, 1941.
Молявко Г. І., Карангатські відклади УРСР і Криму, Геол. журн. АН УРСР, т. IX, вип. 4, 1948.
Молявко Г. І., Таманські відклади (Акчагильський ярус) Криму і УРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. IX, вип. 1—2, 1948.
Молявко Г. І., Куяльницькі відклади півдня УРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. X, вип. 1, 1950.
Молявко Г. І., До характеристики верхньотретинних відкладів степової частини Криму, Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 4, 1951.
Молявко Г. І. та Підоплічко І. Г., Нові матеріали до вивчення фауни хребетних давніх алювіальних відкладів нижнього Дніпра. Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вип. 1, 1952.
Молявко Г. І. і Баранова Н. М., Про міоценові відклади північної частини Арабатської стрілки і півострова Бирючого, Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вип. 3, 1952.
Молявко Г. І., Нові дані про міоценові відклади в районі Каховського будівництва, Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вип. 4, 1952.
Молявко Г. І. та Підоплічко І. Г., Наземні хребетні у верхньосарматських відкладах півдня УРСР, Зб. праць зоол. музею АН УРСР, № 25, 1952.
Молявко Г. И. и Пидопличко И. Г., Новые находки фауны позвоночных в древних аллювиальных отложениях Нижнего Днепра, IX научн. сесс. Киевск. гос. ун-та. Секция геол. Тезисы докладов, 1952.
Молявко Г. І., Стратиграфічний нарис верхньотретинних відкладів півдня УРСР за фауною молюсків, Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, вип. 4, 1953.
Молявко Г. И., О верхнетретичных отложениях района Каховского гидростроительства, X научн. сесс. Киевск. гос. ун-та, секция геол. Тезисы докладов, 1953.
Морозевич И. А., Анализ грязи из Еникальской сопки, Изв. Варшавск. ун-та, № 3, 1888.
Морозевич И. А., К петрографии Волыни, Изв. Варшавск. ун-та, т. IV—VIII, 1893.
Морозевич И. А., О литологическом составе южно-русской кристаллической площади в пределах Мариупольского уезда, Изв. Геол. ком., т. 17, № 3, 1898.
Морозевич И. А., Геологические исследования, произведенные в Мариупольском уезде летом 1898 г., Изв. Геол. ком., т. 17, № 6, 1898.
Морозевич И. А., Геологические наблюдения, произведенные в Бердянском уезде летом 1899, Изв. Геол. ком., т. 18, 1899.
Морозевич И. А., Геологические наблюдения, произведенные в Александровском уезде и Таганрогском округе летом 1901, Изв. Геол. ком., т. 20, 1901.
Морозевич И. А., Об одном крайнем члене семейства сиенитов — мариуполите и связанных с ним породах Мариупольского уезда, Зап. СПБ. Минер. о-ва, 2 сер., ч. 39, Проток. засед. 1902.
Морозевич И. А., Геологическое строение Исачковского холма, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 7, 1903.
Морозевич И. А., О некоторых жильных породах Таганрогского округа, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 8, 1903.
Морозов Н. С., Расчленение кампанских и маастрихтских пород в бассейне левых притоков Северного Донца, ДАН СССР, т. LXXXIV, № 6, 1952.

Москвитин А. И., Геология Полошковского месторождения каолина, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 6, вып. 2, 1928.
Москвитин А. И., Геология Прилукского округа Украины, Тр. Всес. геол.-разв. объед., вып. 310, 1933.
Москвитин А. И., К вопросу о стратиграфической самостоятельности отдельных лессовых горизонтов Украинской степи, Пробл. сов. геол., т. V, № 12, 1935.
Москвитин А. И., Стратиграфическая схема четвертичного периода в СССР, Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., № 3, 1954.
Муравлянський С. М. та Миколенко В. С., Дослідження клінкерних глин України, ОНТВУ, Харків, 1932.
Муратов М. В., Геологический очерк восточной оконечности Крымских гор, Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. VII, 1937.
Муратов М. В. и Николаев Н. И., Террасы Горного Крыма, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 17, вып. 2—3, 1939.
Муратов М. В., Краткий очерк тектоники Крымского полуострова, Тр. XVII сесс. Междун. геол. конгр. 1937 г., т. V, 1940.
Муратов М. В., Николаев Н. И., Четвертичная история и развитие рельефа Горного Крыма, Уч. зап. МГУ, вып. 48. География, 1941.
Муратов М. В., Основные структурные элементы Альпийской геосинклинальной области юга СССР и некоторых сопредельных стран, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1946.
Муратов М. В., Строение Причерноморской впадины, Сов. геол., сб. 16, 1947.
Муратов М. В., Тектоническое положение полосы Карпатских утесов, Мат. по геол. и полезн. ископ. МГРИ, № 1 за 1947 г.
Муратов М. В., Тектоника и основные этапы развития Восточных Карпат, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 22, № 2, 1947.
Муратов М. В., Основные этапы тектонического развития Причерноморья и генетические типы структурных элементов земной коры, Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.
Муратов М. В., Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран, Тектоника СССР, т. II, 1949.
Муратов М. В., Новейшие тектонические движения земной коры в Горном Крыму и прилегающей части Черного моря, Сб. памяти акад. А. Д. Архангельского, Изд-во АН СССР, 1951.
Муратов М. В., История Черноморского бассейна в связи с развитием окружающих его областей, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVI, вып. 1, 1951.
Муратов М. В., Маслакова Н. И., Стратиграфия меловых отложений Восточных Карпат, ДАН СССР, т. LXXXI, № 2, 1951.
Муратов М. В., Маслакова Н. И., Основные этапы геологической истории Восточных Карпат, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 27, вып. 3, 1952.
Муратов М. В., К вопросу о возрасте гранитов юго-восточной части Украинского кристаллического массива, Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1953.
Муратов М. В., Образование озокерита и формирование его залежей, Тр. ВНИГРИ, вып. 79, нов. сер., 1954.
Муратов М. В., О миоценовой и плиоценовой истории развития Крымского полуострова, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 29, вып. 1, 1954.
Муратов М. В., История тектонического развития глубокой впадины Черного моря и ее возможное происхождение, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXX, (5), 1955.
Муратов М. В., Тектоническая структура и история развития северной окраины Крымско-Кавказской геосинклинальной области, Тр. совещ. по тектонике Альпийск. геосинкл. обл. юга СССР, Изд-во АН Аз. ССР, 1956.
Мурашківська Г. Г., Форамініфери з датських порід Сумського району, Наук. зап. Сумського пед. ін-ту, т. II, 1951.
Мурзаев П. М., Заметки по минералогии Крыма, Тр. Крымск. н.-и. ин-та, т. I, вып. 1, 1926.
Мурзаев П. М., К минералогии Аю-Дагского интрузивного района в Крыму, Зап. Крымск. о-ва ест., т. VIII, 1925.
Мурзаев П. М., Извержение сопки Джау-Тепе в сентябре 1927, Тр. Крымск. н.-и. ин-та, т. II, вып. I, 1928.
Мурзаев П. М., К минералогии Крыма, Тр. Крымск. н.-и. ин-та, т. III, вып. 1, 1930.
Мурзаев П. М., Месторождение килоподобных глин в третичных отложениях Крыма, Изв. ВГРО, т. 50, в. 72, 1931.
Муромцев А. С., Карпатские нефтяные месторождения и задачи разведочных работ на нефть в Западной Украине, Тр. науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.
Мурчисон Р. И., Вернейль и Кейзерлинг, Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского (Пер. с англ.), СПБ, 1849.
Мушкетов Д. И., О нижнетретичных отложениях Придонецкого края, Изв. Геол. ком., т. 27, 1908.
Мушкетов Д. И. и Погребов Н. Ф., Оползни Южного берега Крыма, Результаты обслед. комиссии Геол. ком., Изв. Геол. ком., т. 43, № 8, 1924.

Мушкетов Д. И., Оползни побережья Черного моря, Горн. журн., № 1, 1925.
Мушкетов Д. И., Сейсмичность Крыма, Крымиздат, 1935.
Мушкетов Д. И., О возможной связи оползней Южного берега Крыма с его сейсмичностью, Тр. I Оползнев. совещ. ЦНИГРИ, 1935.
Мушкетов И. В., Волынит, Зап. СПБ. минер. о-ва, ч. VII, 1872.
Мушкетов И. В., О горной породе, замеченной г. Оссовским в Волынской губ. по берегу ручья Шестень, Зап. СПБ. минер. о-ва, ч. VIII, 1873.
Мушкетов И. В., Заметка о происхождении Крымских соленых озер, Горн. журн., т. II, 6, 1895.
Мышенков Д., Геологические исследования по линии Лозово-Севастопольской ж. д., Горн. журн., т. 4, 1874.
Мятлюк Е. В., Стратиграфия флишевых осадков Северных Карпат в свете данных фауны фораминифер, Микрофауна СССР, сб. IV, Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 51, 1950.
Набоких А. И., Материалы по исследованию почв и грунтов Херсонской губ., вып. 6, Одесса, 1911.
Набоких А. И., Состав и происхождение некоторых южнорусских почв и грунтов, Сельск. хоз. и лесовод., т. 235, февраль 1911.
Набоких А. И., Материалы по исследованию почв и грунтов Харьковской губ., вып. 1, 1914.
Набоких А. И., Результаты ориентировочных почвенных исследований 1901—1911 гг. в юго-западной России, Мат. по исслед. почв и грунтов Херс. губ., вып. 4, 1915.
Набоких А. И., Факты и предположения относительно состава и происхождения послетретичных отложений черноземной полосы России, Мат. по иссл. почв и грунтов Херс. губ., вып. 6, 1915.
Нагольный кряж (предварительный отчет о работах экспедиций в Нагольном кряже), Изд-во АН УССР, 1935.
Назаревич С. І., Родовище кременю на Кам'янеччині, Тр. Укр. н.-д. геол. ін-ту, т. II, 1928.
Назаревич С. І., Каоліни та пегматити району Дніпробуду, Тр. Укр. н.-д. геол. ін-ту, т. III, 1929.
Назаревич С. І., Трепели УРСР, Укр. держ. вид-во, Київ, 1936.
Назаренко Д. П., Нові дані про тераси басейну ріки Дінця від Вовчанська до Ізюма, Уч. зап. Харк. держ. ун-ту, № 8—9, 1937.
Назаренко Д. П., Находки морского верхнего девона в северо-западных окраинах Донбасса, ДАН СССР, нов. сер., т. XXIII, № 4, 1939.
Назаренко Д. П., К тектонике района нефтепроявлений северо-западной окраины Донецкого кряжа и прилежащей части Днепро-Донецкой впадины, Уч. зап. Харьк. гос. ун-та. Зап. н.-и. ин-та геол., т. 9, 1948.
Назаренко Д. П., О некоторых явлениях связи геоморфологии и тектоники Днепровско-Донецкой впадины, Уч. зап. Харьк. гос. ун-та, т. LVII. Зап. геол. ф-та, т. 11, 1955.
Найдин Д. П., К вопросу об условиях образования и стратиграфическом положении гипсов Приднестровья, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 26, вып. 3, 1951.
Найдин Д. П., Верхнемеловые белемниты Западной Украины, Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. XXVII, 1952.
Найдин Д. П., Основные черты тектоники Львовско-Люблинской мульды, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 28, вып. 3, 1953.
Наливайко Л. Е., Макрофауна горішньокрейдових покладів південної окраїни Донбасу, ч. I — 1935, II — 1936, Мат. до геол. та корисн. копалин України, вип. XVI, Укр. н.-д. геол.-розв. ін-ту, 1935—1936
Наливкин В. А., Геологические исследования, произведенные в центральной части Изюмского уезда, Харьковской губ., в 1897 г., Изв. Геол. ком., т. 17, 1898.
Наливкин В. А., Геологические исследования в Изюмском уезде, Харьковской губ., произведенные в 1898 г., Изв. Геол. ком., т. 18, № 3, 1899.
Наливкин В. А., Фауна донецкой юры, II. Brachiopoda, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 55, 1910.
Наливкин В. А. и Акимов М. П., Фауна донецкой юры, III. Gastropoda, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 136, 1917.
Наливкин Д. В., Семилукские и воронежские слои, Изв. Главн. геол.-развед. упр., т. 49, № 1, 1930.
Наливкин Д. В., Палеогеография Русской платформы и работы А. П. Карпинского, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1947.
Наливкин Д. В., Проблемы геологии девона Русской платформы, Девон Русской платформы. Сб. докл., Тр. ВНИГРИ, Л.—М., 1953.
Наумова С. Н., Споры и пыльца углей СССР, Тр. XVII Междун. геол. конгр. 1937 г., т. II, 1939.
Наумова С. Н., Пыльца типа покрытосеменных в отложениях нижнего карбона, Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1950.
Наумова С. Н., Споро-пыльцевые комплексы девона Русской платформы и их значение для стратиграфии, Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 143, геол. сер., № 60, 1953.

Немков Г. И., Нуммулиты и орбитоиды Покутско-Мармарошских Карпат, Мат. по биостратигр. западн. обл. УССР, Госгеолтехиздат, 1955.
Немков Г. И. и Хлопинин К. Л., О возрасте нижнеменилитовой свиты Восточных Карпат, ДАН СССР, т. 104, № 5, 1955.
Ненадкевич Н. К., Пегматитовые граниты и полевые шпаты бассейна р. Тетерева в Волынской губ., изд. Волынск. губсовета, Житомир, 1923.
Ненадкевич Н. К., Р. Случь в среднем течении и ее изверженные породы, Тр. Волынск. геол. партии, Исслед. 1923 г., Житомир, 1925.
Ненадкевич-Говорова Н. К., Породи родини гранітів, Геологічні досліди на Волині рр. 1928—29, вид. Волинськ. н.-д. музею, Житомир, 1930.
Ненадкевич-Говорова Н. К., Вибухові породи околиць м. Городниці Коростеньської округи, вид. Волинськ. н.-д. музею, Житомир, 1931.
Нестеренко П. Г., Зависимость третичного угленакопления от структуры Украинского кристаллического массива, Изв. Днепроп. горн. ин-та, т. XXI, 1952.
Нестеренко П. Г., Про вихідний рослинний матеріал вугілля Дніпропетровського буровугільного басейну, Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вип. 3, 1952.
Нестеренко П. Г., Широкова Т. С., Цырина Т. С., Споро-пыльцевой анализ бурых углей Днепровского бассейна, Бюлл. МОИП, отд. геол., № 6, 1954.
Нестеренко Л. П., Новый район гидротермальных проявлений в Донецком бассейне, Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1953.
Нестеренко Л. П., О так называемых «песчаных сланцах» Донбасса, Тр. Донецк. индустр. ин-та им. Н. С. Хрущева, вып. I, 1954.
Нестеренко Л. П., Стратиграфия верхнекаменноугольных отложений юго-восточной части Бахмутской котловины Донецкого бассейна, Тр. Донецк. индустр. ин-та им. Н. С. Хрущева, вып. I, 1954.
Нечипоренко П. К., Співвідношеиня сили тяжіння і геології та деякі дані про геологічну будову України за даними геофізики, Вісті АН УРСР, № 5—6, 1936.
Никитин С. Н., Пределы распространения ледниковых следов в Центральной России и на Урале, Изв. Геол. ком., т. 4, № 4, 1885.
Никитин С. Н., Послетретичные отложения Германии в их отношении к соответственным образованиям России, Изв. Геол. ком., т. 5, № 3—4, 1886.
Никифорова А. И., Материалы к познанию нижне-каменноугольных мшанок Донецкого бассейна, Изв. Геол. ком., т. 46, № 3, 1927.
Никифорова А. И., Средне-каменноугольные мшанки Донецкого бассейна, Тр. Всес. геол.-разв. объед., вып. 237, 1933.
Никифорова А. И., К вопросу о стратиграфии верхнего палеозоя северо-восточной окраины Большого Донбасса, ДАН СССР, т. III, № 5, 1934.
Никифорова К. В., К вопросу о литогенезисе четвертичных отложений Присивашья и Тарханкутского полуострова, Бюлл. Комисс. по изуч. четверт. периода, № 4, 1938.
Никифорова О. И., Схема стратиграфии верхнего силура Подолии, Мат. ВСЕГЕИ, общ. сер., сб. 8, 1948.
Никифорова О. И., Стратиграфия и брахиоподы силурийских отложений Подолии, Госгеолтехиздат, 1954.
Николаев В. А., О некоторых вопросах гранитизации и генезиса гранитной магмы, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1953.
Николаев И. Г., Ледниковые отложения (тиллиты) нижнекембрийского возраста в Енисейском кряже, Изв. Главн. геол.-разв. упр., 1930.
Николаев Н. И., Материалы к геологии палеолита Крыма и связанные с ним некоторые общие вопросы четвертичной геологии, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 18, вып. 2, 1940.
Николаев Н. И., О возрасте рельефа Горного Крыма, Бюлл. Комисс. по изуч. четверт. периода АН СССР, № 8, 1945.
Николаев Н. И., Новейшая тектоника СССР и основные закономерности проявления современных тектонических движений, Сов. геол., сб. 16, 1947.
Николаев Н. И., Новейшая тектоника СССР, Тр. Комисс. по изуч. четверт. периода, т. 8, 1949.
Рец. Спиридонов А. И., Сов. книга, № 7, 1950.
Рец. Герасимов И. П., Современные движения и новейшая тектоника, Пробл. физ. геогр., т. XV, 1950.
Николаев Н. И., О нижней границе четвертичной системы по данным анализа новейших тектонических движений, Бюлл. Комисс. по изуч. четверт. периода, № 15, 1950.
Никольский А. П., О стратиграфии района Кривого Рога, ДАН СССР, т. LXXXII, № 6, 1952.
Никольский А. П., Новые данные о докембрии Кривого Рога, Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 2, 1953.
Ничипоренко С. П., Пегматити з околиць м. Троянова в їх відношенні до типів пегматитів Волині, Зб. Волинськ. н.-д. музею, т. 1, Житомир, 1928.
Ничипоренко С. П., Пегматити та апліти околиць м.м. Городниці та Ємельчина, вид. Волинськ. н.-д. музею, Житомир, 1931.
Новик К. О., Деякі представники копальної флори з кам'яновугільних покладів

Донецького басейну, УРГРУ. Мат. до заг. та застос. геології України, вип. VIII, 1931.
Новик Е. О., Каменноугольная флора западной части Донецкого бассейна, Тр. Укр. геол.-разв. треста, ОНТИ, 1935.
Новик К. О., До стратиграфії Донецького басейну за матеріалами нових проходок, Геол. журн. АН УРСР, т. III, вип. 2, 1936.
Новик К. О., Історичний нарис палеоботанічних досліджень Донецького басейну, Тр. Ін-ту геол. АН УРСР, т. III, вип. 6, 1936.
Новик К. О., Межа за флорою між середнім і верхнім карбоном у Донецькому басейні, Геол. журн. АН УРСР, т. III, вип. 3—4, 1936.
Новик Е. О., К вопросу о стратиграфии и литологии каменноугольных отложений Роменского района, Мат. по нефтен. Днепр.-Донецк. впадины, вып. I, Изд-во АН УССР, 1941.
Новик Е. О., Сопоставление по флоре каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины и соседних структур, Мат. по нефтен. Днепр.-Донецк. впадины, вып. I, Изд-во АН УССР, 1941.
Новик К. О., Межа між карбоном і пермськими відкладами в Донецькому басейні, Тр. Ін-ту геол. наук АН УРСР. Зб. праць з палеонт. та стратигр., т. I, 1947.
Новик К. О. та Іщенко Т. А., Кам'яновугільна флора Львівськ. мульди, Вид-во АН УРСР, 1948.
Новик К. Й., Клімат кам'яновугільного періоду, Геол. журн. АН УРСР, т. IX, вип. 1—2, 1948.
Новик Е. О., Каменноугольные отложения и пестроцветы Днепровско-Донецкой впадины, Тр.- науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.
Новик Е. О., Стратиграфия каменноугольных отложений восточной части Донецкого бассейна на основании флористических материалов, Сб. статей «Геол.-исслед. работы», Мат. по стратигр. и палеонтол. Донецкого бассейна, Углетехиздат, 1950.
Новик Е. О., Каменноугольная флора Европейской части СССР, Палеонтология СССР, нов. сер., т. I, 1952.
Новик К. О., Нарис з історії вивчення кам'яновугільної флори Європейської частини СРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вип. I, 1952.
Новик К. О., Етапи розвитку кам'яновугільної флори півдня Європейської частини СРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, вип. 3, 1953.
Новик Е. О., Каменноугольная флора восточной части Донецкого бассейна, Тр. Ин-та геол. наук АН УССР, вип. 7, 1954.
Новик Е. О., Стратиграфия девонских отложений Днепровско-Донецкой впадины, Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1954.
Носовский М. Ф., Новая находка онкофоровых слоев на юге Украины, ДАН СССР, т. XCI, № 3, 1953.
Носовський М. Ф., Нові дані про середньо-міоценові відклади в північно-східній частині Причорноморської западини, Геол. журн. АН УРСР, т. XIII. вип. 2, 1953.
Носовский М. Ф., О конкском горизонте Приднепровья, ДАН СССР, т. XC. № 5, 1953.
Носовы Бр., Результаты геогностического осмотра местности в западной части Донецкого кряжа (р. Конка, Орехов), Горн. журн., ч. II, 1865.
Носов 1-й и Носов 2-й, Описание западной части Донецкого каменноугольного кряжа, СПБ, 1869.
Носовы 1-й и 2-й, Объяснительная записка к пластовой горнопромышленной карте западной части Донецкого кряжа, составленной под руководством акад. Гельмерсена братьями Носовыми на основании работ 1864—1870 гг. СПБ, 1873.
Обручев В. А., К вопросу о происхождении лесса, Изв. Томск. технол. ин-та, т. 23, № 3, 1911.
Обручев В. А., Месторождения нефти и газов Керченского полуострова, Нефт. и сланц. хоз., № 5—8, 1921.
Обручев В. А., Минеральный источник Бурун-Кая близ Бахчисарая, как будущий Крымский курорт (Курортн. дело, № 4—5, 1924).
Обручев В. А., Керченско-Таманский нефтеносный район, изд. Совета нефт. промышл., М., 1926.
Обручев В. А., Проблема лесса, Тр. II Междун. конф. Ассоц. по изуч. четверт. периода Европы, вып. II, 1933.
Обручев Д. В., Остатки девонских рыб из Донецкого бассейна, Мат. по геол. девон. отл. южн. окр. Донбасса, нов. сер., вып. 9(13), 1947.
Обручев Д. В., Стратиграфическое распределение остатков рыб в девоне Русской платформы в связи с вопросом о границе среднего и верхнего девона, Девон Русской платформы (Сб. докладов), изд. ВНИГРИ, Л.—М., 1953.
Ожегова М. И., Несколько слов о рапакиви из окрестностей Малина, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вып. 11, 1928.
Ожегова М. І., Моріон із пегматитової жили з околиць м. Маліна, Вісн. Укр. районн. геол.-розв. упр., вип. 16, 1931.
Ожегова М. И., К вопросу о возрасте и генезисе пестрых глин, Мат. по геол. и гидрогеол., сб. № 3 за 1939 г., М.—К., 1940.

Ожегова М. И., О генезисе и возрасте пестрых глин, Сб. мат. по геол. и гидрогеол., Геол. упр. УССР, № 2, 1940.
Ожегова М. И., Яшма из с. Збранки, Мат. по геол. и гидрогеол., сб. № 4 за 1946, М.—К., 1947.
Ожегова М. І., Овруцька світа пісковнків та сланців, Геол. журн. АН УРСР, т. IX, вип. 1—2, 1948.
Оливьери А. И., Геогностическое описание исследований, произведенных в 1828 г. по берегам рек Дона и Донца и впадающих в оные речки, Горн. журн., ч. I, 1830.
Оливьери А. И., Геогностическое обозрение Донецкого горного кряжа, Горн. журн., ч. I, 1836.
Орлов В. И., О жилах изверженной породы в шахте Артем (б. Елпидифор) в Донецком бассейне, Инж. работы, № 8, 1925.
Орловский В. Г. и Рубан Н. П., Славянские минеральные озера, изд. Инст. прикл. минер., М., 1932.
Осауленко П. Л., Про знахідку лиманної фауни в дні сучасного Інгульця, Четверт. період, вип. 10, 1935.
Осауленко П. Л., До характеристики меотичних відкладів півдня УРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. III, вип. 3—4, 1936.
Осауленко П. Л., Меотичні відклади пониззя р. Інгульця та р. Дніпра, Тр. Ін-ту геол. АН УРСР, т. I, Мат. до палеонт. і стратигр., 1936.
Осипов С. С., О конкском горизонте Сев. Кавказа и Керченского п-ва, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 5, вып. 3—4, 1927.
Осипов С. С., Караганский горизонт, Руков. ископ. нефт. районов Крымо-Кавказ. обл., № III, 1932.
Осипов С. С., Конкский горизонт. Руков. ископ. нерфт. районов Крымо-Кавказ. обл., № IV, 1932.
Осовский Г., Геологическо-геогностический очерк Волынской губ., Тр. Волынск. статист. ком., Житомир, 1867.
Островская Е. В., Пепловые туфы в третичных отложениях Молдавии, Сб. вопр. геол. и геохим. нефти и газа (Европ. часть СССР), Гостоптехиздат, М.—Л., 1953.
Открытие и начало разработки м-ний в России. Исследование и документы. Составлено под руководством проф. А. А. Зворыкина, Углетехиздат, М. — Л., т. 1, 1949; т. II, 1952.
Отоцкий И. В., Орогидрографический очерк Полтавской губ., Мат. к оценке земель Полтавск. губ., вып. XVI, 1894.
Отчеты о состоянии и деятельности Геологического комитета, Изв. Геол. ком.: т. 21, 1902; т. 22, 1903; т. 23, 1904; т. 24, 1905; т. 25, 1906; т. 26, 1907; т. 27, 1908; т. 30, 1911; т. 32, 1913; т. 44, 1925; т. 45, 1927.
Павлинов В. М., К вопросу о классификации интрузивных тел, Вопросы теор. и прикл. геологии, сб. 2, М., 1947.
Павлов А. П., О туркестанском и европейском лессе, Проток. годичн. засед. МОИП, № 4—9, 1903.
Павлов А. П., Неогеновые и послетретичные отложения южной и восточной Европы, Мемуары геолог. отд. общ. любит. естествознания, антропологии и этнографии, вып. 5, М., 1925.
Павлов А. П., Геологическая история Европейских земель и морей в связи с историей ископаемого человека, Изд-во АН СССР, М. — Л., 1936.
Павлов А. П., Статьи по геоморфологии, по вопросам генезиса материковых образований и по прикладной геологии, Избр. соч. А. П. Павлова, т. II, Изд-во МОИП, 1951.
Павлова М. В., Послетретичные слоны России из тираспольского гравия и из Кирилловской стоянки, Бюлл. МОИП, вып. 4—5, 1909.
Павлова М. В., Ископаемые млекопитающие из Тираспольского гравия Херсонской губ., Мемуары геол. отд. О-ва любит. ест., антропол. и этногр., вып. 3, 1925.
Павлова М. В., Копальні слони півдня СРСР (Elephas planifrons Falc) та інші, Зб. пам'яті акад. Тутковського П. А., т. II, 1931.
Палибин И. В., Некоторые данные о растительных остатках белых песков и кварцевых песчаников Южной России, Изв. Геол. ком., т. 20, 1901.
Паллас П. С., Краткое физическое и топографическое описание Таврической области (Пер. с франц. Ивана Рижского), СПБ, 1795.
Паллас П. С., Путешествие по Крыму в 1793 и 1794 годах (Пер. с нем.), Зап. Одесск. о-ва изуч. истории и древности, т. XII—1881 г. и т. XIII—1883 г.
Пантелєєв П. Г., Ільменітові піски Приазов'я, Геол. журн. АН УРСР, т. 1, вип. 3—4, 1935.
Панченко Д. Ю., Про силурійські відклади на південно-західному крилі Передобруджинського крайового прогину, ДАН УРСР, № 3, 1955.
Пастернак С. И., Изученность меловых отложений западных областей УССР, Тр. Львовск. геол. о-ва, сер. геол., вып. 3, 1953.
Педан І. С., До тектоніки Приорельського плато, Тр. н.-д. ін-ту геол., т. V, вип. I, 1933.
Педан І. С., До тектоніки гори Калитви та її околиць, Четверт. період, вип. 6, 1933.

Педдакас И., Настоящее положение водоснабжения на южном берегу Крыма, Сельск. хоз. и лесовод., 1904.
Пейсик М. И., Результаты работ геологической партии ВКГР в 1937 г. в районе между Ромнами и Лубнами, Тр. Нефт. конф. 1938 г., Изд-во АН УССР, 1939.
Пенкина З. М., Полесье. Библиографические материалы по истории, географии, статистике, этнографии и экономическому состоянию Полесья. СПБ, 1883.
Пересветов А. С., Находки псилофитов в СССР, Ботанический журнал, т. XXXV, № 6, Изд-во АН СССР, 1950.
Персидський Д., Матеріали до третинної флори України. Список рослин із Волянщини та Яблонця Житомирської округи, Наук. зап. Київськ. н.-д. катедр, т. III, вип. I, Геологія, 1925.
Персова М. Д., Краткий предварительный отчет о работах 1-ой Крымской геолого-поисковой фосфоритовой партии в западном Крыму летом 1930 г., Симферополь, 1930.
Першке Л., Соляные озера северного прибрежья Черного моря и основания для рациональной их разработки, Горн. журн., ч. I—III, 1880.
Петров П. М., Некоторые вопросы стратиграфии нижнетретичных отложений Каменского и других районов, Геология на фронте индустриализации, № 7, 1936.
Петров П. М., Новые данные о тектонике палеогена в северо-восточном секторе Большого Донбасса, Мат. Аз.-Черном. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., сб. VI, Ростов н/Д, 1938.
Петровский В. И. и Жаба К. А., К изучению района Перекопской группы минеральных озер Крымской АССР и озера Киятского, Мат. по геол. и полезн. ископ., сб. № I, изд. Аз.-Черномор. геол. треста, 1937.
Петропавловский В. Н., К вопросу о Черноморской трансгрессии, Изв. Гос. геогр. о-ва, т. LXIV, вып. 4—5, 1932.
Піддубний І. П., Деякі дані до гідрогеологічної характеристики підземних вод у південно-східній частині Присивашшя — Кіровського району Кримської АРСР. Геол. журн. АН УРСР, т. VI, вип. 3, 1939.
Пидопличко И. Г., Происхождение лесса юга СССР в палеонтологическом освещении, Природа, № 3, 1937.
Підоплічко І. Г., Матеріали до вивчення минулих фаун УРСР, Тр. ін-ту зоол. і біол., ч. I, вип. I, 1938.
Пидопличко И. Г., К истории фауны СССР, ДАН СССР, т. XXIII, № 6, 1939.
Пидопличко И. Г., Основные черты фауны и геологии палеолита УССР, Бюлл. Комисс. по изуч. четверт. периода, № 6—7, 1940.
Пидопличко И. Г., О ледниковом периоде, Изд-во Киевск. гос. ун-та, 1946.
Пидопличко И. Г., Очерк четвертичной палеогеографии Украины, Тр. ин-та геогр. АН СССР, вып. XXXVII. Проблемы палеогеографии четвертичного периода, 1946.
Пидопличко И. Г., История фауны степей, Животный мир СССР, т. III, 1950.
Піменова Н. В., Пірамідальні наметні в околицях Києва, Наук. зап. Київськ. н.-д. катедр, т. III, вип. I. Геологія, 1925.
Піменова Н. В., Веприньске польодовикове озеро на Коростенщині, Тр. Укр. геол. н.-д. ін-ту, т. II, 1928.
Піменова Н. В., Матеріали до третинної флори Коростенщини, Тр. Укр. геол. н.-д. ін-ту, т. III, 1929.
Піменова Н. В., Четвертинні озерові поклади на Волині, Четверт. період. вип. 2, 1931.
Піменова Н. В., Солодководяні поклади в с. Сорокопень Словечанського р-ну, Четверт. період, вип. 6, 1933.
Піменова Н. В., Четвертинні туфи с. Песець на Поділлі, Четверт. період, вип. 7, 1934.
Піменова Н. В., Відбитки рослин з середземноморських пісковиків с. Малинівці на Поділлі, Геол. журн. АН УРСР, т. III, вип. 1, 1936.
Піменова Н. В., До питання про вік полтавського ярусу, Геол. журн. АН УРСР, т. III, вип. 1, 1936.
Піменова Н. В., Меотична флора с. Гребеники МАРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. III, вип. 3—4, 1936.
Піменова Н. В., Флора третинних пісковиків Правобережжя УРСР, Тр. Ін-ту геол. АН УРСР, т. XII, 1939.
Піменова Н. В., Ценоманська флора околиць м. Канева, Геол. журн. АН УРСР, т. VI, в. 1—2, 1939.
Пименова Н. В., Возраст полтавского песка района села Шестеринцы, ДАН СССР, т. XXIII, № 9, 1939.
Піменова Н. В., Полтавські піски Дніпровсько-Донецької мульди, Геол. журн. АН УРСР, т. VII, вип. 4, 1940.
Пименова Н. В., К вопросу об изученности полтавского яруса, Мат. по нефтен. Днепр.-Донецк. впадины, вып. I, Изд-во АН УССР, 1941.
Пименова Н. В., Полтавские пески и полтавский ярус Днепровско-Донецкой мульды, Сов. геол., № 1, 1941.

Пименова Н. В., Сарматская флора Амвросиевки, Тр. Ин-та геол. наук АН УССР, сер. палеонт. и стратигр., вып. 8, 1954.
Пиотровский А. И., К вопросу о происхождении Нижне-Днепровских песков, Вісті Одеськ. с.-г. ін-ту, вип. I, 1925—1926.
Пироцкий Ф. И., Материалы к оценке земель Полтавской губ., вып. 9. Золотоношский уезд, СПБ, 1891.
Писарчик Я. К., Материалы к характеристике древней коры выветривания северного склона Воронежского кристаллического массива, Мат. по геол. Европ. части СССР, 1952.
Піскорська О. К., До петрографії вулканогенних порід Ужгород-Хустського хребта, Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, вип. 4, 1953.
Пистрак Р. М., Структура Русской платформы в девонское и каменноугольное время, Бюлл. МОИП, т. 25, (2), 1950.
Пистрак Р. М., Додевонские и девонские отложения центральной части Русской платформы, Девон Русской платформы (Сб. докладов), изд. ВНИГРИ, Гостоптехиздат, Л.—М., 1953.
Пітковська Ц. Н., До питання про походження брекчії Петровського купола, Геол. журн. АН УРСР, т. VII, вип. 3, 1940.
Пишванова Л. С., Новые данные о микрофауне тиссенской серии среднемиоценовых отложений Закарпатской области Западной Украины, Микрофауна СССР, сб. IV. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 51, 1950.
Пластовая карта каменноугольной почвы Войска Донского, составленная под руководством Антипова горными инженерами Желтоножкиным и Васильевым. 1869.
Пластовая карта Донецкого каменноугольного кряжа, составленная по распоряжению Министерства военного и финансов по результатам работ, произведенных с 1864 по 1870 гг. под гл. руков. акад. Гельмерсена, горн. инж. Антиповым 2-м, Желтоножкиным, Носовым 1-м, Васильевым 2-м и Носовым 2-м, изд. Горн. департ., 1872.
Пластовая горнопромышленная карта с вертикальным разрезом западной части Донецкого каменноугольного кряжа, составленная на основании инструментальной съемки, произв. горн. инж. Носовым 1-м и Носовым 2-м с 1864 по 1870 под руков. горн. инж. и акад. Гельмерсена, 1873.
Плешаков И. Б., Геологическое строение и нефтеносность Мармарошского бассейна миоценовых соленосных отложений Закарпатской обл. УССР, Тр. науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.
Плотников Н. А., Северо-Украинская (Южно-русская) мульда, Тр. укр. геол.-гидро-геодез. треста и УкрНИГРИ, ОНТИ, М. — Л., 1934.
Погодина В. И., Некоторые представители пластинчатожаберных из каменноугольных отложений России, Наук. зап. Катериносл. н.-д. катедри геол., 1926.
Погодина В. И., Некоторые представители пластинчатожаберных из каменноугольных отложений Донецкого бассейна, Наук. зап. Дніпропетр. н.-д. кафедри геол., вип. 26, 1927.
Погребицкий Е. О., Некоторые новые данные к вопросу о тектонике и стратиграфии меловых отложений северной окраины Донецкого бассейна, Изв. Геол. ком., т. 46, № 9, 1927.
Погребицкий Е. О., Родыгин Н. А., Геологическое строение Донецкого бассейна, Гидрогеологический очерк Донецкого бассейна, Сборн. под ред. В. С. Попова, Н. А. Родыгина и Д. И. Щеголева, изд. Главн. геол.-разв. упр., 1930.
Погребецкий Е. О., К вопросу о метаморфизме углей Донецкого бассейна, Химия твердого топлива, т. IV, вып. 4, 1933.
Погребицкий Е. О., Контур проблемы Большого Донбасса, «Геологич. проблемы Союза», изд. ЦНИГРИ, 1935.
Погребицкий Е. О., Донецкий каменноугольный бассейн, Геология угольных месторождений СССР, вып. II, ОНТИ, 1937.
Погребицкий Е. О., Геологическая история Донецкого бассейна как один из факторов метаморфизма его углей, Тр. XVII сесс. Междун. геол. конгр. 1937 г., т. I, ГОНТИ, М., 1939.
Погребицкий Е. О., Западный сектор Большого Донбасса, Большой Донбасс. Сб. статей, Госгеолиздат, М. — Л., 1941.
Погребицкий Е. О., Северный сектор Большого Донбасса, Большой Донбасс. Сб. статей, Госгеолиздат, М. — Л., 1941.
Погребов Н. Ф., Список главнейшей литературы по Крымским оползням, Мат. ЦНИГРИ. Гидрогеология, Сб. работ. Крым. оползн. станции, № 1, 1934.
Погребов Н. Ф., Пчелинцев В. Ф., Оползень близ дер. Кучук-Кой в Крыму, Разв. недр, № 3, 1938.
Позднышев В. В., К вопросу о залегании конкских и караганских отложений в Северном Крыму, Изв. Моск. геол.-гидро-геодез. треста, т. 3, вып. I, 1934.
Поленов Б. К., Материалы к оценке земель Полтавской губ., Хорольский уезд, вип. 3, СПБ, 1890.
Поленов Б. К., Материалы к оценке земель Полтавской губ., вып. 7. Константиноградский уезд, СПБ, 1891.

Полканов А. А., Геологические исследования в районах магматических и метаморфических пород, М., 1934.
Полканов А. А., До питання про генезис лабрадоритів Волині, Геол. журн. АН УРСР, т. III, вип. 3—4, 1937.
Полканов А. А., Плутон габбро-лабрадоритов Волыни (южная часть), Тр. XVII сесс. Междун. геол. конгр. 1937 г., т. II, 1939.
Полканов А. А., Генетическая систематика интрузий платформы — кратогена, Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1946.
Полканов А. А., Плутон габбро-лабрадоритов Волыни УССР, Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1948.
Половинкина Ю. Ир., К вопросу о строении и составе Южно-русской кристаллической полосы, Изв. Геол. ком., т. 45, № 7, 1927.
Половинкина Ю. Ир., Материалы к характеристике графитового месторождения балки Власовой, Мат. общ. и прикл. геол., вып. 134, 1929.
Половинкина Ю. Ир., Базальт с р. Ингульца, Зап. Росс. минер. о-ва, ч. LIX, вып. 2, 1930.
Половинкина Ю. Ир., Два новых месторождения чарнокитовых пород на Украине, Тр. Главн. геол.-разв. упр., вып. 94, 1931.
Половинкина Ю. Ир., Кировский гранит Украины и его роль в петрогенезисе кристаллического щита, Тр. ЦНИГРИ, вып. 73, 1936.
Половинкина Ю. Ир., К петрологии средней части Ингуло-Ингулецкого водораздела, Тр. ЦНИГРИ, вып. 73, 1936.
Половинкина Ю. Ир., Мигматизация и анатексис в гранито-гнейсовом комплексе Криворожья, Тр. XVII сесс. Междун. геол. конгр. 1937 г., т. II, 1939.
Половинкина Ю. Ир., Схема стратиграфии Украинского докембрия, Сов. геол., № 5—6, 1940.
Половинкина Ю. Ир., и Коваль Г. А., О природе пеликанита, Минер. сб. Львовск. геол о-ва, № 3, 1949.
Половинкина Ю. Ир., Куммингтонит и щелочные амфиболы Кривого Рога, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 7, 1953.
Половинкина Ю. Ир., Стратиграфия, магматизм и тектоника докембрия Украинской ССР, Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 2, 1953.
Половинкина Ю. Ир., Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива, ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат, 1954.
Половко Н. І., Прояви динамометаморфізму в Східному Приазов'ї, ДАН УРСР, № 1, 1949.
Полынов Б. Б., Приднепровские и придонские пески, как материал для последледниковой истории черноземно-степной полосы, Изв. Докуч. почвенн. ком., № 1, 1914.
Попов Б. А., О южно-русском рапакиви, Тр. СПБ. о-ва ест., XXI, вып. 5, 1903.
Попов В. С., Развитие гидрографической сети Донецкого бассейна, Гидрогеол. очерк Донецкого бассейна. Сб. статей, изд. Главн. геол.-разв. упр., М.—Л., 1930.
Попов В. С., Предварительное сообщение о новых выходах карбона к северу от Донбасса в районе речек Глубокой и Калитвенца, Изв. Главн. геол.-разв. упр., т. 50, вып. 34, 1931.
Попов В. С., Обоснование и предварительные результаты бурения перспективной скважины в г. Луганске, Разв. недр, № 9, 1933.
Попов В. С., Результаты перспективного бурения в Луганске, Разв. недр, № 3, 1934.
Попов В. С., Новые данные по тектонике северной окраины Донецкого бассейна, Пробл. сов. геол., т. VI, № 12, 1936.
Попов В. С., Новые районы коксующихся и газовых углей на севере Донбасса, Горн. журн., № 6, 1936.
Попов В. С., Работы Углеразведки по проблеме Большого Донбасса, Разв. недр, № 2, 1936.
Попов В. С., Тектоника Донецкого бассейна (тез. докл.), Тр. XVII сесс. Междун. геол. конгр. 1937 г., т. I, М., 1939.
Попов В. С., Лапкин И. Ю., Основные черты геологического строения северной окраины Донецкого бассейна, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 28, вып. 3, 1953.
Попов Г. И., Четвертичные и континентальные плиоценовые отложения нижнего Дона и северо-восточного Приазовья, Мат. по геол. и полезн. ископ. Азово-Черноморья, сб. XXII, Госгеолиздат, М.—Л., 1947.
Попов С. П., Материалы для минералогии Крыма, Bull. de la Soc. des Natur. de Moscou, №4, 1901.
Попов С. П., Минералы рудных пластов Керченского и Таманского полуостровов Тр. Геол. музея Акад. наук, т. IV, вып. 7, 1910.
Попов С. П., Минералы окрестностей г. Ялты. Сб. в честь 25-тилетней деят В. И. Вернадского, 1913.
Попов С. П., Сопочные явления в окрестностях Симферополя, Тр. Крымск. н.-и ин-та, т. I, вып. 2, 1927.
Попов С. П., Минеральные источники Крыма, Тр. Крымск. н.-и. ин-та, т. III, вып. I, 1930.
Попов С. П., Белевич Е. Ф., Минеральные воды Крыма. Сероводородные источники Керченского полуострова, Тр. Крымск. н.-и. ин-та, т. III, вып. 2, 1932.

Попов С. П., Минералогия Крыма, Изд-во АН СССР, 1938.
Порфирьев В. Б., О геохимических и геологических факторах образования нефти в условиях Днепровско-Донецкой впадины, Тр. Нефт. конф. 1938 г., Изд-во АН УССР, 1939.
Порфирьев В. Б., К вопросу о нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины, Мат. по нефтен. Днепр.-Донецкой впадины, вып. I, Изд-во АН УССР, 1941.
Порфирьев В. Б., Проблема нефтеобразования в свете современных данных, Гостоптехиздат, 1941.
Порфир'єв В. Б., До питання промислової нафтоносності Дніпровсько-Донецької западини, Наук. зап. Львівськ. держ. ун-ту, сер. геол., т. II, вип. 1, 1946.
Порфирьев В. Б., Метаморфизм ископаемых углей, Львовск. гос. ун-т, 1948.
Порфирьев В. Б. и Гринберг И. В., К вопросу об образовании карпатской нефти в геосинклинальных условиях, Тр. науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.
Порфирьев В. Б., К вопросу о генезисе озокеритовых месторождений, Тр. науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.
Потієвська П. Д., Біостратиграфічне розчленування верхньобашкирських відкладів середнього карбону західної частини Донецького басейну за форамініферами, Геол. журн. АН УРСР, т. XV, вип. 1, 1955.
Потулова Н. В., Соляные озера Таврической губ., Естеств. произв. силы России, т. IV. Каменная соль и соляные озера, Изд. Росс. Акад. наук, 1921.
Потылицын А., Состав вод, сопровождающих нефть и выбрасываемых грязными вулканами, Журн. физ.-хим. о-ва, т. XIV—1882 и XV—1883.
Православлев П. А., Гидрогеологические исследования в Ананьевском уезде Херсонской губернии, Ежег. по геол. и минер. России, т. XVII, вип. 6—7, 1917.
Православлев П. А., Условия залегания послетретичных ракушняков Азовского и Черного морей, Тр. геол. музея, IV, 1928.
Прендель Р. А., Геологический очерк меловой формации Крыма и слоев, переходных от этой формации к эоценовым образованиям, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. XIV, 1876.
Прендель Р. А., Сарматские образования Севастополя и его окрестностей, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. XIV, вып. I, 1876.
Прендель Р. А., Материалы для геологии северо-восточной части Херсонской губ., Статья 2-ая, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. VIII, вып. II, 1883.
Прендель Р. А., Очерк геологического строения Крымских гор, Зап. Крымск. горн. клуба, вып. I, 1891.
Преображенский Н. А., О находке изверженной жильной породы в Бахмутской котловине, Вестн. Геол. ком., № 2 за 1925 г., 1926.
Преображенский Н. А., О тектоническом строении местности в р-не г. Судака в Крыму, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XI, № 1, 1933.
Пржемыский К. А., Заметка о новом месторождении «пикермитской» фауны и мэотических слоях долины р. Большого Куяльника в окрестностях г. Одессы, Зап. Новоросс. о-ва, ест., т. XXXVIII, 1912.
Пригоровский М. М., Типы угленосных бассейнов, Тр. XVII сесс. Междун. геол. конг. 1937 г., т. I, М., 1939.
Пригоровский М. М., Угленосные провинции и бассейны СССР, Тр. XVII сесс. Междун. геол. конгр. 1937 г., т. I, М., 1939.
Прокопенко Н. М., Магнитные аномалии района интрузивов в окрестностях Симферополя, Докл. Акад. наук, сер. А, июль — сентябрь 1924.
Прокопов К. А., Казантип и Акташ. (Новые возможно-нефтеносные площади на Керченском полуострове), Вестн. Геол. ком., № 2, 1927.
Прокопов К. А., Геотектонический очерк Керченского полуострова и отношение его к Крыму и Тамани, Тр. Главн. геол.-разв. упр., вып. 38, 1931.
Прокопов К. А., Усложнения в антиклиналях Керченского полуострова, Тр. Главн. геол.-разв. упр., вып. 38, 1931.
Пузыревский Н. П., Днестр, его описание и предложения об улучшении, Мат. для описания русских рек, в. II, СПБ, 1902.
Пузыревский Н. П., Северный Донец и проект его шлюзования, Мат. для опис. русск. рек и история улучш. их судоходн. условий, СПБ, 1904.
Пустовитов Л., Геологическое описание г. Харькова, Тр. Харьк. о-ва испыт. прир., т. XXVIII, 1895.
Пухтинский М. Н., Итоги изучения буровых скважин Подолии в р-не работ Подольской партии Укргеолкома, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 8, 1926.
Пухтинский М. Н., Результат глубокого бурения в Кирилловке Мелитопольского округа, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., № 13, 1929.
Пухтинський М. Н., Деякі дані про будову і тектоніку сілурської товщі Наддністряищини, Изв. Укр. филии НИУ, 1931.
Пухтинський М. Н., Геологія і газоносність західної частини Українського Приазов'я, Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, вип. I, 1941.
Пущаровский Ю. М., Девонские отложения южной окраины Донецкого бас-

сейна, Мат. по геол. девонск. отлож. южн. окр. Донецкого бассейна, нов. сер., вып. 9 (13), 1947.
Пущаровский Ю. М., О кросиенских отложениях Центральной Карпатской синклинальной зоны Восточных Карпат, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 23, вып. 6, 1948.
Пущаровский Ю. М., Очерк тектоники внешней антиклинальной зоны Восточных Карпат, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 26, вып. 6, 1951.
Пущаровский Ю. М., О некоторых новых работах по геологии южной окраины Донецкого бассейна, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1955.
Пчелинцев В. Ф., Среднеюрские отложения окр. Ялты, Тр. Ленингр. о-ва ест., т. LIV, вып. 4, отд. геол. и минер., 1924.
Пчелинцев В. Ф., Брюхоногие лузитанского яруса Судака, Тр. Ленигр. о-ва ест., т. LVII, вып. I, 1927.
Пчелинцев В. Ф., Заметка о фауне туфо-брекчий Кара-Дага (в Крыму), ДАН СССР, сер. А., № 16, 1927.
Пчелинцев В. Ф., Фауна титона Чатыр-Дага, Тр. Ленингр. о-ва ест., т. LVII, вып. I, 1927.
Пчелинцев В. Ф., Фауна юры и нижнего мела Крыма и Кавказа, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 172, 1927.
Пчелинцев В. Ф., Брюхоногие верхней юры и нижнего мела Крыма, изд. Главн. геол.-разв. упр., 1931.
Пчелинцев В. Ф., Оползни Южного берега Крыма, Тр. I Всес. оползн. совещания ЦНИГРИ, Гл. ред. геол.-разв. лит., 1935.
Пчелинцев В. Ф. и Погребов Н. Ф., Оползневые явления на Южном берегу Крыма, Сб. работ Оползн. станции, № 3, 1936.
Пчелинцев В. Ф., Брюхоногие и пластинчатожаберные лейаса и нижнего доггера Тетиса в пределах СССР (Крым и Кавказ), Моногр. по палеонтол. СССР, т. XLVIII, ЦНИГР, 1937.
Пясковский Б. В., О некоторых особенностях геологического строения порожистого Приднепровья в пределах Запорожского округа по гидрологическим исследованиям 1927 г., Тр. Южн. обл. мелнор. орг., вып. 9, 1928.
Пясковский Б. В., Губки из нижнеолигоценовых слоев близ г. Запорожья, Изв. Геол. ком., т. 48, 1929.
Пясковский Б. В., О некоторых образованиях на границе краснобурых глин с понтическими известняками в восточной части Херсонского округа, Изв. Геол.-разв. упр., т. 50, в. 48, 1931.
Пясковский Б. В., Габбро в порожистой части Днепра, Изв. ВГРО, т. LI, в. 38, 1932.
Пясковский Б. В., Геологическое строение коренного ложа и состав аллювиальных отложений Нижнего Днепра, Землеведение, т. XXXV, вып. 2, 1933.
Пясковский Б. В., Лесс, как глубокопочвенное образование, Почвоведение, № 11, 1946.
Пятницкий П. П., Отчет обществу испыт. природы при Харьк. ун-те о геологических исследованиях бассейнов рр. Псла и Ворсклы в пределах Курской и Харьковской губерний, Тр. о-ва испыт. прир. при Харьк. ун-те, т. XXII, 1888.
Пятницкий П. П., Отчет обществу испыт. природы при Харьк. ун-те о геологических исследованиях меловых осадков в бассейне р. Дона и левых притоков Днепра, Тр. о-ва исп. прир. при Харьк. ун-те, т. XXIV, 1890.
Пятницкий П. П., Гидрогеологические исследования Верхнеднепровского уезда. Харьков, 1895.
Пятницкий П. П., Исследование кристаллических пород степной полосы юга России, Тр. Харьк. о-ва испыт. прир., т. XXII, 1898.
Пятницкий П. П., Генетические отношения Криворожских рудных месторождений, Тр. Ин-та прикл. минер. и петрогр., вып. 9, 1924.
Пятницкий П. П., Докембрий, Укргеолтрест, Мат. Укр. н.-и. геол.-разв. ин-та, вып. II, 1933.
Пятницкий П. П., Генетические и возрастные соотношения метаморфических горных пород Украинского докембрия, Геол. журн. АН УССР, т. V, вып. 4, 1938.
Радкевич Г. А., О меловых отложениях Подольской губ., Зап. Киевск. о-ва ест., т. XI, вып. 2, 1891.
Радкевич Г. А., О меловых отложениях Волынской губ., Зап. Киевск. о-ва ест., т. XII, вып. 2, 1892.
Радкевич Г. А., О фауне меловых отложений Каневского и Черкасского уездов, Киевской губ., Зап. Киевск. о-ва ест., т. XIV, вып. 1, 1895.
Радкевич Г. А., О меловых отложениях Владимир-Волынского и Ковельского уездов Волынской губ., Зап. Киевск. о-ва ест., т. XV, вып. I, (Проток. засед. за 1894 г.), 1896.
Радкевич Г. А., Библиографический указатель литературы по геологии губерний Киевского учебного округа: Киевской, Волынской, Подольской, Черниговской и Полтавской, Зап. Киевск. о-ва ест., т. XIV, вып. 2, 1897.
Радкевич Г. А., Новые данные относительно фауны меловых отложений Подольской губ., Зап. Киевск. о-ва ест., т. XV, вып. 2, (Проток. засед. за 1895 г.), 1898.

Радкевич Г. А., О фауне меловых песков и песчаников Подольской губ., Зап. Киевск. о-ва ест., т. XVI, вып. 2, (Проток общ. засед. за 1897 г.), 1900.
Радкевич Г. А., О нижнетретичных отложениях окрестностей Канева, Зап. Киевск. о-ва ест., т. XVI, вып. 2, 1900.
Ратынский В. М., Сферосидериты Мангуша, Тр. Крымск. н.-и. ин-та, т. III, вып. 1, 1930.
Ратынский В. М., Кирпично-черепичные глины окрестностей города Джанкоя, Тр. Крымск. н.-и. ин-та, т. III, вып. 2, 1932.
Раузер-Черноусова Д. М., Геологическое обследование соляного озера в Круглой бухте близ Севастополя, Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1928.
Раузер-Черноусова Д. М., Фораминиферы и стратиграфия визейского и намюрского ярусов центральной части Русской платформы и Приуралья, Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, сер. геол., № 19, вып. 2, 1948.
Ребиндер Р., Геологический обзор Керчи и Тамани (извлечение из сочинения ак. Г. В. Абиха, напис. на нем. языке), Зап. Кавказ. отд. Русск. геогр. о-ва, кн. VIII, 1873.
Редечкин Н. А., Материалы к стратиграфии среднего карбона юго-восточной части Большого Донбасса, ДАН СССР, т. 103, № 3, 1955.
Резвой Д. П., О некоторых особенностях развития южной окраины Донецкого бассейна в девоне, Наук. зап. Львівськ. держ. ун-ту, т. XXXI, сер. геол., вип. 7, 1954.
Резолюция совещания по вопросу об объеме намюрского яруса и его положений в каменноугольной системе. 7—10 июня 1954 г., Ин-т геол. наук АН УССР, 1954.
Результаты исследований грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции. Сб. статей под ред. И. М. Губкина, Изд-во АН СССР, 1939.
Рейтлингер Е. А., Что дало изучение разреза Донбасса для стратиграфии намюрских и башкирских отложений Русской платформы, Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1954.
Ремезов И. Н., Замечание о геологии Крыма. Выступление в прениях по докладу М. М. Тетяева, Изв. АН СССР, сер. геол., № 4—5, 1941.
Ремезов И. Н. и Макридин В. П., О фациях верхнеюрских отложений горы Кременец у г. Изюма, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVII, (6), 1952.
Ремизов Н. А., Ландшафты начала полтавского века в пределах Днепро-Донецкой впадины, Наук. зап. Харк. держ. пед. ін-ту, т. VIII, 1941.
Ремизов Н. А., Красноцветные породы полтавского яруса с. Михайловки, их петрография и генезис, Уч. зап. Харьк. гос. ун-та, т. LVII, Зап. геол. ф-та, т. 11, 1955.
Решение Всесоюзного совещания по выработке общей унифицированной схемы стратиграфии девонских и додевонских отложений Русской платформы и западного склона Урала, состоявшегося во ВНИГРИ 26. II—3. III 1951 г., Гостоптехиздат, 1951.
Решение Всесоюзного совещания по выработке унифицированной схемы стратиграфии каменноугольных отложений Русской платформы и западного склона Урала, состоявшегося во ВНИГРИ 5—9 марта 1951 г., Гостоптехиздат, 1951.
Решение Всесоюзного совещания по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы, изд. ВНИГРИ, Л., 1955.
Риженко М. А., Пісково-ринякові відклади Надозів'я, Тр. Укр. н.-д. ін-ту геол., т. V, вип. I, 1933.
Риженко М. А., До петрографічної характеристики понтичних вапняків районів Херсон — Миколаїв у зв'язку з використанням їх в промисловості, Геол. журн. АН УРСР, т. I, вип. 3—4, 1935.
Різниченко В. В., До геологічної будови території м. Ровно і його околиць на Волині, Вісті природн. секц. Укр. наук. т-ва, т. I, 1918-19.
Різниченко В. В., Про вихід палеозоя та сеноманські поклади в м. Славуті на Волині, Вісті природн. секц. Укр. наук. т-ва, т. I, ч. 2, 1919.
Різниченко В. В., До четвертичної історії р-ну Канівських дислокацій, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 5, 1924.
Різниченко В. В., Головніші родовища жорнових пісковиків на Україні, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 4, 1924.
Різниченко В. В., Природа Канівських дислокацій, Вісн Укр. відд. Геол. ком., вип. 4, 1924.
Різниченко В. В., Свідки колишніх пустель по Поділлю, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 6, 1925.
Резниченко В. В., Буровая скважина в Озерище, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 7, 1926.
Резниченко В. В., В горах и кручах района Каневской дислокации (Геологический путеводитель), 1926.
Різниченко В. В., Документи пустелі в р-ні Канівських дислокацій. Изв. Укр. отд. Геол. ком., вып. 9, 1926.
Різниченко В. В., На скраїнах Канівської дислокації, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 10, 1927.

Різниченко В. В., Канівські гори, їх будова, вік та походження, Тр. Укр. н.-д. ін-ту, т. I, вип. 1, 1928.
Різниченко В. В., Про Канівську «морену натиску» та її аналоги в Польщі, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 11, 1928.
Різниченко В. В., До питання про стратиграфію та тектоніку терас середнього Дніпра, Вісн. Укр. район. геол.-розв. упр., вип. 14, 1929.
Різниченко В. В., До питання про час і умови утворення українського лесу, Тр. Укр. н.-д. геол. ін-ту, т. III, 1929.
Різниченко В. В., З приводу вивчення Дніпровних терас, Бюл. Укр. відд. Геол. ком., № 1—2, 1929.
Різниченко В. В., Зледеніння на півночі гірського вузла Хан-Тенгрі та спроба синхронізації льодовикових епох у полудневому Алтаї, Центральному Тянь-Шані і на Україні, Зб. пам'яті Тутковського, т. I, 1931.
Різниченко В. В., Про тераси й закони коливальних рухів земної кори в середній Наддніпрянщині, Вісн. Укр. район. геол.-розв. упр., вип. 16, 1931.
Різниченко В. В., Про четвертинні рухи земної кори в районі середнього Дніпра, Зап. фіз.-мат. відд., т. V, 1931.
Різниченко В. В., Про геоморфологічні особливості й тектоніку в районі прориву Дніпра через Українську кристалічну смугу, Журн. геол.-геогр. циклу Всеукр. АН, № 1—2, 1932.
Резниченко В. В., Левобережные терассы Днепра от Прохоровки до Кременчуга, Путев. экск. II конф. АИЧОЕ, 1932.
Резниченко В. В., На південній межі зледеніння, Журн. геол.-геогр. цикла Всеукр. АН, № 1—2, 1932.
Резниченко В. В., Район Каневских дислокаций в среднем Приднепровьи, Путев. экск. II конф. АИЧОЕ, 1932.
Різниченко В. В., Лепікаш Л. А., Клеопов Ю. Д. та Підопліčко I. Г., Про наукові наслідки робіт комплексної експедиції ВУАН у районі Дніпрельстану року 1931, під керуванням акад. В. В. Різниченко, Журн. геол.-геогр. циклу, № 3, 1932.
Різниченко В. В., Липківська Г. В., Геологічна основа меліорації ярів Канівщини: «Темний», «Будзинка», «Гниловод», «Лупинин», «Хмільнянський», Тр. укр. н.-д. геол. ін-ту, т. V, вип. I, 1933.
Риштенберг М. И. и Тимофеева З. В., Аллювиальные фации свит C_2^5 — низов C_2^7 северной окраины Донбасса, Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 151, 1954.
Рогаля В. I., Нарис стратиграфії палеогенового флішу Східних Карпат, Наук. зап. Львівськ. держ. ун-ту, сер. геол., № 2, 1946.
Рогович А. С., Об ископаемых рыбах Киевского учебного округа, Тр. Высш. учен. ком. при ун-те св. Владимира, т. IV, 1860.
Рогович А. С., Ископаемые костистые рыбы киевского третичного бассейна и прилежащих к нему формаций, Тр. II съезда русск. ест., происход. в Москве с 20 по 30 августа 1869 г., отд. геол., минер. и палеонт., 1870.
Рогович А. С., О двух видах морских ежей, найденных в голубой глине киевского третичного бассейна, Тр. II съезда русских. ест., происход. в Москве с 20 по 30 августа 1869 г., отд. геол., минер. и палеонт., 1870.
Рогович А. С., О слое пресноводных раковин, лежащем между черноземом и дилювиальной глиной в Киеве, в яру Балашова на высоте 200 ф., Тр. 3-го съезда русск. ест. в Киеве, 1871, К., 1872.
Рогович А. С., Библиографический указатель по естественной истории губерний Киевского учебного округа: Волынской, Подольской, Киевской, Полтавской и Черниговской, Зап. Юго-Зап. отд. Русск геогр. о-ва, т. II за 1874 г., К., 1875.
Рогович А. С., Заметка о местонахождении костей ископаемых млекопитающих животных в юго-западной России, Зап. Киевск. о-ва ест., т. IV (I), вып. 1, 1875.
Рогович А. С., Исследование формаций бурого угля Киевской губернии, Зап. Киевск. о-ва ест., т. IV (I), вып. I, 1875.
Рогович Г. А., О меловых отложениях Волынской губ., Зап. Киевск. о-ва ест., т. XII, вып. 2, 1892.
Рогович Г. А., О меловых отложениях Влад.-Волынского и Ковельского уездов Волынской губ., Зап. Киев. о-ва ест., т. XV, вып. I, 1896.
Рогович Г. А., Новые данные о фауне меловых отложений Подольской губ., Зап. Киевск. о-ва ест., т. XV, вып. 2, 1897.
Рогович Г. А., О фауне меловых песков и песчаников Подольской губ., Зап. Киевск. о-ва ест., т. XVI, 1898.
Родин К., Исследования послетретичных образований в Харьковском уезде, Тр. Харьк. о-ва испыт. прир., т. 26, 1892.
Родионов С. П., Магнитные аномалии Украины, Разв. недр, № 14, 1933.
Родионов С. П., Пути и направление разведок Криворожья, Горн. журн. № 10, 1933.
Родіонов С. П., Проблема Великого Кривого Рогу, Вісті АН УРСР, № 1, 1940.
Родіонов С. П., Петрографічний нарис кристалічних сланців Кременчуцького залізорудного басейну, Геол. журн. АН УРСР, т. VII, вип. 1—2, 1940.

Родионов С. П., Геологическое строение Кременчугского железорудного месторождения, Геол. журн. АН УРСР, т. V, вип. 4, 1940.
Родіонов С. П., Нові дані про соляну структуру в Броварському районі Київської області, Вісті АН УРСР, № 7—8 (Хроніка), 1940.
Родіонов С. П., Нікопольсько-Чортомлицька смуга залізястих порід, Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, вип. I, 1941.
Родіонов С. П., Комплекс кристалічних сланців у південно-східній частині Українського кристалічного масиву, Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, вип. 4, 1947.
Родионов С. П., Комплекс кристаллических пород Желторецкого района, Наук. зап. Київськ. держ. ун-ту, т. VII, вип. V. Геол. сб. № 2, 1948.
Родіонов С. П., Контактові процеси Криворізького протерозою, Геол. журн. АН УРСР, т. IX, вип. 1—2, 1948.
Родионов С. П., Некоторые вопросы геологии Большого Кривого Рога, Наукова сесія КДУ. Тези допов. Геологія, 1948.
Родионов С. П., Ингулецкий кристаллический комплекс, Наук. зап. Київського держ. ун-ту, т. IX, вип. X. Геол. зб. № 3, 1950.
Родіонов С. П., Геологічна будова і мінеральні сировинні ресурси Полісся, Геол. журн. АН УРСР, т. XIV, вип. 1, 1954.
Родионов С. П., Закономерности размещения железорудных формаций в докембрии УССР, Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1954.
Родыгин Н. А., Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета VII-24, изд. Геол. ком., 1915.
Родыгин Н. А., Геологический очерк Боково-Хрустальского антрацитового района Донецкого каменноугольного бассейна, Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 80, 1924.
Родыгин Н. А., Основные формы тектоники Донецкого бассейна (тез. докл.), Тр. XVII сесс. Междун. геол. конгр. 1937 г., т. I, М., 1939.
Рожкова Е. В. и Горшкова Т. И., Медистые песчаники Донецкого бассейна. Минер. сырье и его перераб., № 7—8, 1926.
Рожкова Е. В. и Воронков Б. В., Очерк месторождений трепела и диатомита СССР, Тр. н.-и. ин-та геол. и минер., вып. 8, 1934.
Рожкова Е. В., Воронков Б. В., Трепела и диатомиты Керченского п-ва. Очерк м-ний трепела и диатомита в СССР, Тр. н.-н. ин-та геол. и минер., вып. 8, 1934.
Розов Л. Д., О сводном плане геолого-разведочных и научно-исследовательских работ на пятилетие 1946—1950 гг. по нефти, озокериту и природным газам, Тр. науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.
Романовский Г. Д., Геологический очерк Таврической губ. и обзор Крымского п-ва относительно условий для артезианских колодцев, Горн. журн., ч. III, 1867.
Романовский Г. Д., Исследования месторождений нефти в Крыму, Зап. Минер. о-ва, т. V, (Проток. общ. засед.), 1869.
Романовский Г. Д., Заметка о геологическом строении Крыма, Зап. Минер. о-ва, ч. VII, 1872.
Романовский Г. Д., Заметка о геологическом характере и рудных месторождениях восточной части Таганрогского округа в области Войска Донского, Горн. журн., т. I, 1895.
Романовский Г. Д., Чернышов Ф. Н., Отчет об осмотре м-ний свинцовых и цинковых руд в Нагольном кряже, Горн. журн., т. I, 1895.
Ромоданова А. П., Геоморфологія району Причорноморської западини між Півд. Бугом та Дністром, Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вип. 2, 1952.
Ронов А. Б., История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода), Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 3, вып. 130, 1949.
Ронов А. Б., К истории колебательных движений и палеогеографии Русской платформы в девонском периоде, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 25, вып. 2, 1950.
Ротай А. П., Брахиоподы и стратиграфия нижнего карбона Донецкого бассейна, Тр. Главн. геол.-разв. упр., вып. 73, 1931.
Ротай А. П., I — Новые представители брахиопод из нижнего карбона Донецкого бассейна; II — Брахиоподы и стратиграфия нижнего карбона Донецкого бассейна, Тр. Главн. геол.-разв. упр., вып. 73, 1931.
Ротай А. П., Геологические работы в Донецком бассейне летом 1928—1929 гг., Тр. Всес. геол.-разв. объед., вып. 356, 1934.
Ротай А. П., Нижний карбон Донецкого бассейна и положение намюрского яруса в каменноугольной системе, Тр. XVII сесс. Междун. геол. конгр. 1937 г., т. 1, М., 1939.
Ротман Р. Н., До питання про споровий склад вуглистих порід Нікопольського району, Геол. журн. АН УРСР, т. X, вип. 4, 1950.
Рубан М. И., Изверженные породы притоков среднего течения р. Случи уч. Мирополь—Рогачев в Волынской губ., Тр. Волынск. геол. партии. Исслед. 1923 г., Житомир, 1925.

Руденко Ф. А., Гидрогеология правобережной части Украинского Полесья, Наук. зап. Київськ. держ. ун-ту, т. XII, вип. IV, 1953.
Рудкевич М. Я., К палеогеографии нижнего понта Одесского района, ДАН СССР, т. LVIII, № 2, 1947.
Рудский М. П., Вулканические горы Аю-Даг и Кастель и их отношение к Крымским горам, Зап. Крымск. горн. клуба, № 2, 1895.
Рудский М. П., О происхождении лиманов Херсонской обл., Зап. Новоросс. о-ва ест., т. XX, вып. 1, 1895.
Рудский М. П., Предварительный отчет о поездке в Крым летом 1894, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. XX, вып. I, 1895.
Руженцев В. Е., Проблема карбона и перми, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 15, вып. 5, 1937.
Руководящие ископаемые нефтеносных районов Крымско-Кавказской обл. под ред. А. Д. Архангельского и Л. Ш. Давиташвили, Тр. Гос. нефт. ин-та, 1931—1933.

Вып. I—II — Тарханский и чокракский гориз. (Л. Ш. Давиташвили);
» III—IV — Караганский и конкский гориз. (С. С. Осипов);
» V — Сарматский ярус (Л. Ш. Давиташвили);
» VI — Меотический ярус (Л. Ш. Давиташвили);
» VII — Понтический ярус (Л. Ш. Давиташвили);
» VIII — Киммерийский ярус (Л. Ш. Давиташвили);
» IX — Дуабские пласты (Л. Ш. Давиташвили и В. Н. Крестовников);
» X — Куяльницкий ярус (В. Н. Крестовников);
» XI — Акчагыльский ярус (Л. Ш. Давиташвили);
» XII — Апшеронский ярус (Л. Ш. Давиташвили по Андрусову);
» XIII—XIV—XV — Чаудинский горизонт (М. И. Соколов), Бакинский ярус (М. М. Жуков), Каспийские террасы (Б. П. Жижченко);
» XVI — Тирренская терраса (М. И. Соколов);

Русов А. А., Описание Черниговской губ., т. I, Чернигов, 1898.
Русько Ю. А., К вопросу об образовании почковидных форм халцедона, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 7, 1953.
Рухлов Н. В., Обзор речных долин горной части Крыма, Петроград, 1915.
Рыбаков В. А., Ремесло древней Руси, Изд-во АН СССР, 1948.
Рынг С. И., Структура и возраст докембрийского основания территории Белоруссии в свете магнитометрических данных, Изв. АН БССР, № 5, 1953.
Рябинин А. Н., Остатки динозавра из верхнего мела Крыма, Мат. ВСЕГЕИ. Палеонт. и стратигр., сб. 4, 1945.
Рябинин А. Н., Черепаха из меотиса Крыма, Ежег. Всерос. палеонт. о-ва, т. XII, 1945.
Рябинин В. Н., Силурийские строматопороидеи Подолии, Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 67, 1953.
Рябоконь С. М., Дайкові породи Володарсько-Волинського району. Геол. журн. АН УРСР, т. X, вып. 2, 1950.
Рябухин Г. Е., Каневские дислокации Среднего Приднепровья, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXII, вып. 6, 1947.
Рябухин Г. Е., К вопросу о тектоническом строении Днепровско-Донецкой впадины, Тр. Моск. фил. ВНИГРИ, вып. 3. Стратигр. и тектон. Русской платформы, 1953.
Рябченков А. С., Новые данные о происхождении Украинского лёсса, ДАН СССР, т. XCVIII, № 4, 1954.
Рябченков А. С., К вопросу о происхождении лесса Украины в свете минеральных данных, Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, № 20, 1955.
Саваренский Ф. Н., Геологическое строение восточной части Никопольского марганцевого района, Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 133, 1929.
Саваренский Ф. Н., Четвертичные отложения в районе Днепростроя, Путевод. экск. II конф. АИЧОЕ, М. — Л., 1932.
Савенко П. І., Новопавлівське (Весело-Тернівське) та Михайлівське родовища бурого вугілля, Бюл. Укр. район. геол.-розв. упр., № 7—8, 1931.
Савенко П. И., Некоторые данные по геологии Большого Донбасса, Мат. по геол. Большого Донбасса. Сб. статей, Киев, 1936.
Савенко П. И., Петровское м-ние ископаемых углей, Мат. по геол. Большого Донбасса. Сб. статей, т. I, вып. XXI, Киев, 1936.
Савенко П. И., Результаты разведочных работ на водоразделе между рр. Гнилушей и Самарой и на р. Самаре в Гришинском районе, Мат. по геол. Большого Донбасса. Сб. статей, ч. I, вып. XXI, Киев, 1936.
Савенко П. І., Результати розшукових робіт на буре вугілля в районі с. Михайлівки і ст. П'ятихатки на Криворіжжі в 1930 р., Геол. журн. АН УРСР, т. III, вып. 1, 1936.
Савич-Заблоцкий К. Н., Петрографические исследования фосфоритов горы Кременец, Зап. Росс. минер. о-ва, II сер., ч. 56, вып. 1—2, 1927.

Савич-Заблоцький К. М., Геолого-розвідкові роботи на лосняки Маріупольщини, Бюл. Укр. район. геол.-розв. упр., № 1—2, 1929.
Савич-Заблоцкий К. Н., Геологические исследования в западной части Мариупольского округа летом 1928, Тр. ЦНИГРИ, вып. 43, 1935.
Савич-Заблоцький К. М., Ільменітові піски північного побережжя Азовського моря, Уч. зап. Харк. держ. ун-ту, кн. 10, 1937.
Савич-Заблоцкий К. Н., Лапкин И. Ю., Материалы к геологии Донецкой перми, Тр. Укр. геол.-разв. треста нерудных ископ., сб. I, Харьков, 1948.
Савчинская О. В., Материалы к изучению меловой фауны Подолии, Зап. н.-д. ін-ту геол. при Харк. держ. ун-ті, т. VII, вып. 16, 1939.
Савчинская О. В., Материалы к изучению меловой фауны бассейнов Десны и Псла, Зап. н.-д. ін-ту геол. при Харк. держ. ун-ті, т. VIII, 1940.
Савчинская О. В., К стратиграфии верхнемеловых отложений северной окраины Донбасса, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 27, вып. I, 1952.
Савчинская О. В., Об условиях фосфоритообразования на северо-западной окраине Донецкого бассейна в сеноманское время, ДАН СССР, т. LXXXIV, № 1, 1952.
Сагайдак И. Г., Петрографический очерк Среднего Приазовья, Докембрий УССР, сб. 1, 1937.
Сазонов Н. Т., Стратиграфия юрских и нижнемеловых отложений Русской платформы, Днепровско-Донецкой и Прикаспийской впадин, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 28, вып. 5, 1953.
Самойлов Я., Еникальские грязевые сопки, Bull. de la Soc. des Natur de Moscou, № 2—3. Прилож. к протоколам, 1898.
Самойлов Я. В., Минералогия жильных м-дений Нагольного кряжа, Мат. для геол. России, т. XXIII, 1908.
Самойлов Я. В. и Зильберминц В. А., О сероводороде в каменноугольных известняках Донецкого бассейна, Тр. Ин-та минер. и петрогр., вып. 1, 1925.
Самойлова Р. Б., Новый род фораминифер Almaena из нижнеолигоценовых отложений Крыма, ДАН СССР, т. XXVIII, № 4, 1940.
Самойлова Р. Б., Стратиграфическое распределение фораминифер в верхнепалеогеновых отложениях р. Альмы (Крым), Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 21, вып. 2, 1946.
Сватенко І. Д., Геоморфологія Приазовської берегової рівнини, зб. Львівськ. держ. ун-ту, вип. 2, 1954.
Свитальский Н. И., Железорудное месторождение Кривого Рога, Тр. Всес. геол.-разв. объед., вып. 153, 1932.
Свитальский Н. И., Кривой Рог и его железные руды. Южная экскурсия (Украинская ССР), изд. XVII Междун. геол. конгр., 1937.
Севергин В., Опыт минералогического землеописания Российского государства. Таврические горы и плоскости Таврии, ч. I, СПБ, 1809.
Седлецкий И. Д., К минералогии глинистых отложений девона южной окраины Донецкого бассейна, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 7, 1953.
Седлецкий И. Д., К минералогии глинистых отложений карбона Донецкого бассейна. Вопр. петрогр. и минер. Сб. статей, т. 2, Изд-во АН СССР, 1953.
Седлецкий И. Д., Джумайло В. И., Коллоидно-дисперсные минералы глинистых отложений карбона Донбасса, ДАН СССР, т. LXXXIX, № 1, 1953.
Седлецкий И. Д., Ананьев В. П. и Куценко А. Е., Ледниковые отложения, как источник лессовой пыли, Бюлл. Комисс. по изуч. четверт. периода, № 20, 1955.
Сельский В. А., Химико-петрографическое исследование гранитов окрестностей Гнивани Подольской губ., Ежег. по геол. и минер. России, т. XIV, вып. I, 1912.
Сельський В. О., Основні риси тектоніки Дніпровсько-Донецької западини в світлі результатів геофізичних робіт, Збірник праць АН УРСР, 1940.
Сельский В. А., Очерк геологического строения Северной Буковины, Тр. науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.
Сельский В. А., Перспективы развития нефтяной промышленности на Украине, Тр. науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.
Семененко М. П., Проблеми Великого Кривбасу, Наук.-техн. вісн., № 6, 1934.
Семененко Н. П., Процессы контактового метаморфизма и ассимиляции в породах р-на Днепровской гидроэлектростанции, Пробл. сов. геол., № 4, 1936.
Семененко Н. П., Пегматитовый процесс графитовых месторождений в связи с изучением месторождений Петровского района УССР, 1937.
Семененко М. П., Про магматичний процес у Криворіжжі, Геол. журн. АН УРСР, т. V, вип. 3, 1938.
Семененко Н. П., Гранитные пегматиты Украины, Тр. XVII сесс. Междун. геол. конгр. 1937 г., т. II, М., 1939.
Семененко М. П., Гранітні пегматити України, Геол. журн. АН УРСР, т. VI, вип. 4, 1940.
Семененко Н. П., Дизъюнктивные нарушения, микротектонические структуры

и их роль в формировании рудных полей Кривого Рога, НИГРИ, бюллетень № 3—4, 1940.
Семененко Н. П., О взаимоотношении гранитов с Криворожской свитой, Науч. зап. Днепроп. гос. ун-та, т. XVII, Сб. работ, геол. ф-та и н.-и. геол. ин-та, вып. I, 1940.
Семененко Н. П., Трещиноватость и кливаж в горных породах Кривого Рога, Сб. раб. Днепроп. гос. ун-та, т. XXVII, вып. 2, 1941.
Семененко М. П., Фази формування тектонічних структур Кривого Рога, Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, вип. 1, 1941.
Семененко М. П., Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений, т. I, Изд-во АН УССР, 1946.
Семененко М. П., Структура Українського кристалічного масиву, Геол. журн. АН УРСР, т. IX, вип. 3, 1948.
Семененко Н. П., Структура кристаллического массива Среднего Приднепровья, Изд-во АН УССР, 1949.
Семененко М. П., Про джерела метаморфізму, Геол. журн. АН УРСР, т. X, вып. 4, 1950.
Семененко Н. П., Строение украинского кристаллического массива и история его формирования, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1951.
Семененко М. П., Метаморфізм і питання глибинності, Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вып. 3, 1952.
Семененко Н. П., Докембрий Украинской ССР, Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 2, 1953.
Семененко М. П., Метаморфізм Українського кристалічного масиву, Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, вип. 1, 1953.
Семененко Н. П., Сироштан Р. И. и Степанец В. Д., Поле мигматитов и гранитов р. Ингульца, Изд-во АН УССР, 1954.
Семенкович С. В., Верхнесенонские алектрионии окр. Бахчисарая, Тр. Карадагск. науч. станции, вып. II, 1918.
Семенов А., Несколько соображений о прошлом фауны и флоры Крыма по поводу нахождения там горной куропатки (Caccabis chukar g. R. Gray), Зап. Акад. наук, сер. VIII, № 6, 1899.
Семенов Д. П., Записка о ходе работ по бурению артезианского колодца в Крыму в 1869—1877 годах, Сельск. хоз. и лесовод., ч. 126, отд. II, 1877.
Семирадский И., Стратиграфия верхнемеловых отложений в Польше, Ежег. по геол. и минер. России, т. V, 1901—1902.
Семихатова С. В., К стратиграфии каменноугольных отложений правого берега Дона, Изв. Геол. ком., т. 48, № 2, 1929.
Семихатова С. В., К тектонике полосы Доно-Медведицких поднятий. Условия залегания каменноугольных слоев на Дону, Тр. Главн. геол.-разв. упр., вып. 62, 1931.
Семихатова С. В., К вопросам стратиграфии нижней части среднего карбона, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 25, вып. 3, 1950.
Семихатова С. В., Некоторые новые данные по стратиграфии и геологической истории карбона Русской платформы, Сб. к геол. центр. обл. Русск. платформы, Тр. ВНИИГаз, 1951.
Сенюков В. М., О процессах нефтеобразования в связи с движениями земной коры. Происхождение нефти и природного газа (Сб. под ред. А. В. Топчиева), изд. Бюро техн.-эконом, информ. ЦИМТНефти, М., 1949.
Сергеев А. Д., К вопросу о строении Днепровско-Донецкой впадины, Разв. недр, № 1, 1941.
Сергеев А. Д. и Ямниченко И. М., Геологическое строение Днепровско-Донецкой впадины по данным бурения и геофизических исследований, Мат. по нефт. Днепр.-Донецк. впадины, вып. I, Изд-во АН УССР, 1941.
Сергєєв А. Д., З матеріалів геологічних спостережень в басейні річки Псьол, Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, вип. 2, 1946.
Сергеев А. Д. и Молявко Г. И., Геологическое строение и газоносность Причерноморской впадины и задачи дальнейших геологических исследований, Тр. науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.
Сергєєв О. Д. і Комарова О. В., Про подільський ярус Придністров'я, Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 1, 1951.
Сердюченко Д. П., Старо-Крымское месторождение графита, Минер. сырье, № 5—6, 1927.
Серова М. Я., Стратиграфическое расчленение миоценовых отложений Предкарпатского краевого прогиба и их макрофаунистическая харатеристика, Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. XXV, 1950.
Серова М. Я., Стратиграфия и фауна фораминифер миоценовых отложений Предкарпатья, Мат. по биостратигр. зап. обл. УССР, Госгеолиздат, 1955.
Сибирцев Н. М., К геологии Старобельского уезда Харьковской губернии и Бобровского уезда Воронежской губ., Тр. СПБ. о-ва ест., т. XXIII, отд. геол, (Проток. № 6 и 9 за 1894 г.), 1895.

Сиверс Л., Извержение Джарджавской сопки близ г. Керчи, Природа, № 1, 1931.
Сидоренко Е. Ф., Околожильные изменения в гранодиорит-порфирах и диорит-порфиритах Закарпатья, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 6, 1952.
Сидоренко М., Конусовидная скала на берегу моря у монастыря св. Георгия в Крыму, Зап. Крым.-Кавказ. о-ва, № XI—XII, 1896.
Синцов И. Ф., Геологический очерк Бессарабской области, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. I, вып. 3, 1873.
Синцов И. Ф., Описание новых и малоисследованных форм раковин из третичных образований Новороссии. Статья 1 и 2, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. III, вып. 2, 1875.
Синцов И. Ф., Предварительное сообщение о новых и малоисследованных формах раковин из третичных образований Новороссии, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. IV, вып. I, 1876.
Синцов И. Ф., Описание новых и малоисследованных форм раковин из третичных образований Новороссии. Статья 3, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. IV, вып. I, 1877.
Синцов И. Ф., Описание новых и малоисследованных форм раковин из третичных образований Новороссии. Статья 4, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. VII, вып. I, 1880.
Синцов И. Ф., Геологическое исследование Бессарабии и прилегающей к ней части Херсонской губернии, Мат. для геол. России, т. XI, 1883.
Синцов И. Ф., Описание новых и малоисследованных форм раковин из третичных образований Новороссии. Статья 5, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. IX, вып. I, 1884.
Синцов И. Ф., Заметки о новых плиоценовых отложениях южной России, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. XII, вып. 2, 1888.
Синцов И. Ф., Результаты геологической экскурсии в Николаеве, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. XVI, вып. I, 1891.
Синцов И. Ф., Гидрогеологическое описание Одесского градоначальства, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. XVIII, вып. 2, 1894.
Синцов И. Ф., Геологические исследования Одесского уезда, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. XX, вып. I, 1895.
Синцов И. Ф., Заметка о нубекуляриевом известняке Касперово-Николаевки, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. XXI, вып. 2, 1897.
Синцов И. Ф., О буровых скважинах одесских сахарно-рафинадных заводов, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. XXI, вып. 2, 1897.
Синцов И. Ф., О палеонтологическом отношении Новороссийских неогеновых осадков к пластам Австро-Венгрии и Румынии, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. XXI, вып. 2, 1897.
Синцов И. Ф., Описание некоторых видов неогеновых окаменелостей, найденных в Бессарабии и в Херсонской губ., Зап. Новоросс. о-ва ест., т. XXI, вып. 2, 1897.
Синцов И. Ф., Об одесских оползнях и о причинах их происхождения, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. XXIII, вып. 1, 1898.
Синцов И. Ф., О буровых и копанных колодцах казенных винных складов, Зап. Минер. о-ва, т. XL, вып. 2, 1902.
Синцов И. Ф., О буровых и копанных колодцах казенных винных складов, Зап. Минер. о-ва, т. XLV, вып. I, 1907.
Синягин Г. П., Материалы к строению террас Донца, Изв. Главн. геол.-разв. упр., т. 50, вып. 20, 1931.
Синягин Г. П., Гидрогеологические исследования верховий бассейнов рек Красной, Боровой и Айдара в 1931 г., Сб. статей «Перспективы водоносн. Донбасса», М.—Л., 1934.
Сірошитан Р. І., Кристалічні вапняки Побужжя, Геол. журн. АН УРСР, т. X, вип. 2, 1950.
Скаржинський В. І., Новий вихід основної породи по б. Дем'яновій у Приазов'ї, Геол. журн. АН УРСР, т. X, вип. 2, 1950.
Скляр А. П., Новое в стратиграфии Азовского кристаллического массива в нижнекаменноугольных отложениях юго-западной окраины Донецкого бассейна, ДАН СССР, т. LXXVIII, № 5, 1951.
Скляр А. П., К геологии девонских отложений юго-западной окраины Донецкого каменноугольного бассейна, ДАН СССР, т. XCI, № 3, 1953.
Славин В. И., Геологическое строение Карпатского передового прогиба, Мат. по геол. и гидрогеол., сб. 4 за 1946 г., Киев, 1947.
Славин В. И., Новые данные по стратиграфии и тектонике юрских отложений так называемой «клиппеновой зоны» Карпат, Мат. по геол. и гидрогеол., сб. 4 за 1946 г., Киев, 1947.
Славин В. И., О нижнемеловых аммонитах Советского Закарпатья, Тр. Львовск. геол. о-ва, сер. палеонт., вып. I, 1948.
Славин В. И., Расположение нефтеносных и газоносных площадей Карпат в связи с тектоническим строением Карпатской части орогена, Тр. науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.
Славин В. И., Нижнеюрские отложения северо-восточных Карпат, ДАН СССР, т. LXXV, № 3, 1950.
Славин В. И. и Филимонова Н. С., Нижнемиоценовые и гельветские отложения Советского Закарпатья, Тр. Львовск. геол. о-ва, сер. геол., вып. 3, 1953.

Славин В. И., Титон-валанжинские аммониты Карпат, Тр. Ин-та геол. наук АН УССР, вып. 149, геол. сер., (№ 62), 1953.
Слензак І. Є., До характеристики клімату палеогену центральної України, Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, вип. 2, 1946.
Слензак І. Є., Нижньотретинне вугленакупчення на правобережжі середнього Дніпра, Вид-во АН УРСР, 1946.
Слензак І. Є., Глауконіт і фосфорит палеогенових відкладів України, Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, вип. 3, 1947.
Слензак І. Є., Деякі висновки про умови залягання неогенових нашарувань в Дніпровсько-Донецькій западині, ДАН УРСР, № 5, 1947.
Слензак И. Е., Карта прогноза Днепровского буроугольного бассейна, Мат. по геол. и гидрогеол. за 1946, Киев, 1947.
Слензак І. Є., До питання про морфогенез Українського кристалічного масиву, Геол. журн. АН УРСР, т. IX, вип. 1—2, 1948.
Слензак И. Е., Изменения фаций в области солянокупольных структур Днепровско-Донецкой впадины, Тр. науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам, Изд-во АН УССР, 1949.
Сливко М. М., Характеристика жильных карбонатов Нагольного кряжа, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 3, 1949.
Сливко М. М., Об аллофане из района Вышково в Закарпатье. Мин. сб. Львовск. геол. о-ва, № 7, 1953.
Слодкевич В. С., Некоторые новые данные к стратиграфии южно-русского палеогена, Изв. Геол. ком., т. 46, № 8, 1927.
Слодкевич В. С., К вопросу о возрасте месторождений бурого железняка в Криворожском районе, Вестн. Геол. ком., т. 3, № 8, 1928.
Слодкевич В. С., Материалы по изучению палеогеновой фауны Донецкого бассейна, Изв. Геол. ком., т. 47, № 5, 1928.
Слодкевич В. С., Возраст нижней границы отложений полтавского яруса в южной части Союза, Изв. Главн. геол.-разв. упр., т. 50, вип. 25, 1931.
Слодкевич В. С., Фауна пелеципод Южно-русского палеогена, ч. I, Тр. Главн. геол.-разв. упр., вып. 89, 1932.
Слодкевич В. С., Фауна моллюсков Мандриковки. Venericarditidae, Тр. Всес. геол.-разв. объед., вып. 258, 1933.
Слудский А. Ф., Гора Кара-Даг в Крыму и ее геологическое прошлое, Зап. Крымск. о-ва ест. и любит. прир., т. I, 1911.
Слудский А. Ф., Новые данные по геологии и палеонтологии Кара-Дага (статья 3-я о Кара-Даге), Тр. Карадагск. станц. им. Вяземского, вып. I, 1917.
Слудский А. Ф., К изучению Карадагской магнитной аномалии. Схема геологического строения Кара-Дага, Изв. центр. гидро-метеоролог. бюро, вып. 4, 1925.
Слудский А. Ф., Исторический очерк землетрясений Крыма, Крым, № 1 (5), вып. 1, 1928.
Слудский А. Ф. и Спасо-Кукоцкий А. И., «Бездонный колодец» на горе Большой Агармыш около города Старого Крыма, Крым, № 1 (6), вып. 2, 1928.
Смердов Н. Е., Юрские отложения бассейна р. Береки, Уч. зап. Харьк. гос. ун-та, т. XXVI, Зап. н.-и. геол. ин-та, т. 9, 1948.
Смирнов М. В., Каталог землетрясений в Крыму, изд. О-ва по изучению Крыма, Симферополь, 1931.
Смирнова Н. В., Литология песчаных отложений Угерской свиты в районе Бильче-Волица, Сб. «Вопр. геол. и геохим. нефти и газа (Европ. часть СССР)», Гостоптехиздат, М.—Л., 1935.
Смирнова О. К., Пастернак С. И., Меловые отложения Львовской мульды, Тр. Львовск. геол. о-ва, геол. сер., вып. I, 1948.
Снятков А. А., Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета VII—23, изд. Геол. ком., Петроград, 1915.
Соболев В. С. и Алтынов Г. С., К находке щелочных сиенитов на Волыни, Сов. геол., № 5, 1938.
Соболєв В. С., Салтиков Г. С., Алтинов Г. С., Про знахідку лужних сієнітів на Волині, Геол. журн. АН УРСР, т. V, вип. 1—2, 1938.
Соболев В. С., Петрология восточной части сложного Коростенского плутона, Уч. зап. Львовск. гос. ун-та, т. VI, сер. геол., вып. 5, 1947.
Соболев В. С., Вартанова Н. С. и Горбачевская О. Н., Петрография неогеновых вулканических пород Ужгород-Хустского хребта, Тр. Львовск. геол. о-ва, петрогр. сер., вып. I, 1947.
Соболев В. С., Введение в минералогию силикатов, Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1949.
Соболєв В. С., До проблеми метаморфізму, Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. I, 1951.
Соболев В. С., Костюк В. П., Верниковский А. Н., К минералогии базальтов Закарпатской области, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 8, 1954.
Соболев Г. Д., Фораминиферы киевского яруса западной части северных окраин Донбасса и их стратиграфическое значение, Уч. зап. Харьк. гос. ун-та. Зап. геол. ф-та, т. LVIII, 1955.

Соболев Д. Н., О некоторых гранитах Подольской губернии, Изв. Варшавск. ун-та, т. V, 1892.
Соболев Д. Н., Средний девон Келецко-Сандомирского кряжа, Мат. для геол. России, т. XXIV, 1909.
Соболев Д. Н., Путеводитель для геологической экскурсии в Келецко-Сандомирский кряж, Изв. Варшавск. политехн. ин-та, вып. II, 1911.
Соболев Д. Н., Заметка о келецком и ренском девоне и о тектонике Европы, Изв. Варшавск. политехн. ин-та, вып. 2, 1912.
Соболев Д. Н., Гранитный выступ на Полесском мосту, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. IV, 1924.
Соболев Д. Н., Ледниковая формация северной Европы и геоморфологическое расчленение Русской равнины, Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 56, вып. I, 1925.
Соболев Д. Н., Польско-Украинская перигляциальная эоловая формация, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 6, 1925.
Соболев Д. Н., Природа каневских дислокаций, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 4, вып. 3—4, 1926.
Соболев Д. Н., Эскиз плана и архитектоники кристаллического фундамента Скандо-России, Бюлл. МОИП, т. 4, № 3—4, 1926.
Соболев Д. Н., Геоморфогенезис Севернопольской низменности и областей, с нею сопредельных, ч. I, Тр. Харьк. о-ва испыт. прир., т. 51, вып. I, 1928.
Соболєв Д. М., Геоморфологічні спостереження на Середньому Подніпрі, Мат. дослідж. грунтів України, вип. II, 1928.
Соболев Д. Н., На путях к решению вопроса о происхождении железистых кварцитов Украинской и Центрально-Русской плиты, Тр. Харк. т-ва дослідн. прир., т. 51, вип. 1, 1928.
Соболев Д. Н., По поводу работы Б. Л. Личкова «К вопросу о террасах Днепра» (2 статья), Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 11, 1928.
Соболев Д. Н., Эскиз геоморфологии Украины, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 7, вип. VII, 1929.
Соболев Д. Н., О стратиграфии четвертичных отложений Украины, Бюлл. Комисс. по изуч. четверт. периода АН СССР, № 2, 1930.
Соболев Д. Н., К геологии и геоморфологии Полесья, Вісн. Укр. район. геол. упр. № 16, 1931.
Соболев Д. Н., О гляциодислокациях, Тр. II Междун. конф. Ассоц. по изуч. четверт. периода Европы, вып. II, 1933.
Соболев Д. Н., О четвертичном морфогенезе на Украине, Тр. II Междун. конф. Ассоц. по изуч. четверт. периода Европы, вып. II, 1933.
Соболев Д. Н., Проблемы геологии территории Большого Днепра, Пробл. сов. геол., т. II, № 5, 1933.
Соболев Д. Н., Краткий геоморфологический очерк территории Большого Днепра, Тр. I Всес. геогр. съезда, вып. 3, 1934.
Соболев Д. Н., Проблемы глубокой геологии Северо-Украинского бассейна, Зап. н.-д. геол. ін-ту при Харк. держ. ун-ті, т. IV, 1934.
Соболев Д. Н., К вопросу о стратификации кристаллического фундамента Европейской части СССР, Зап. н.-д. ін-ту геол. при Харк. держ. ун-ті, т. V, вип. 1, 1935.
Соболев Д. Н., Сборный геологический очерк бассейна р. Донца, Геологический очерк бассейна р. Донца, ОНТИ, 1936.
Соболев Д. Н., О стратиграфии докембрия и тектонике Украинской кристаллической плиты, Пробл. сов. геол., № 9, 1936.
Соболев Д. Н., К палеогеоморфологии Северо-Украинского бассейна, Зап. н.-и. ин-та геол. при Харьк. гос. ун-те, т. VI, 1938.
Соболев Д. Н., О закономерностях геологического строения и распределения недровых богатств Амадоцийского (Большого Донецкого) бассейна и о линиях Карпинского, Изд. н.-и. ин-та геол. при Харьк. гос. ун-те, 1938.
Соболев Д. Н., О неогеновых и четвертичных террасах Украины, Сов. геол., № 6, 1938.
Соболев Д. Н., Амадоцийский (Большой Донецкий) бассейн, его геологическое место и расчленение, тр. Нефт. конф. 1938 г., Изд-во АН УССР, 1939.
Соболев Д. Н., О геотектоническом расчленении и распределении недровых богатств Амадоцийского (Большого Донецкого) бассейна, Тр. XVII сесс. Междун. геол. конгр. 1937 г., т. I, М., 1939.
Соболев Д. Н., О геологической структуре Западной Украины, Сов. геол., № 12, 1939.
Соболев Д. Н., О стратиграфии и тектонике Украинской кристаллической плиты, Тр. XVII сесс. Междун. геол. конгр., т. III, М., 1939.
Соболев Д. Н., О стратификации третичных отложений УССР, Зап. Харк. держ. ун-ту, т. VII, вип. 16. Зап. н.-д. ін-ту геол., 1939.
Соболев Д. Н. и Коновалов Н. А., О геоморфологии бассейна Ингульца и Ингулецко-Саксаганского водораздела севернее Кривого Рога, Уч. зап. Харк. держ. ун-ту, № 18. Тр. геол.-геогр. ф-ту, № 1, 1940.

Соболев Д. Н., О террасах восточной части южного побережья Крыма, Уч. зап. Харк. держ. ун-ту, № 18. Тр. геол.-геогр. ф-ту, № 1, 1940.
Соболев Д. Н., О Днепровских и Донских плиоценовых террасах, Наук. зап. Харк. держ. пед. ін-ту, т. 9, 1946.
Соболев Д. Н., Геология УССР и соседних территорий, Уч. зап. Харьк. гос. ун-та, т. XXVI, Зап. н.-и. ин-та геол., т. 9, 1948.
Соболев Д. Н., Проблема нефти в Амадоцийском бассейне, Тр. науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.
Соболев С. С., Почвообразующие породы УССР, Почвоведение, нов. сер., № 4, 1935.
Соболев С. С., Карта глубины эрозии УССР и некоторые вытекающие отсюда вопросы, Пробл. сов. почвовед., сб. № 1, Изд-во АН СССР, 1936.
Соболев С. С., К вопросу о значении эпейрогенических движений в формировании современного рельефа Украинской ССР, Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4, 1937.
Соболев С. С., Новые данные по истории развития рельефа и генезиса лессов юга Европейской части СССР, Почвоведение, нов. сер., № 4, 1937.
Соболев С. С., Эрозия на территории УССР (методы и опыт районирования), Почвоведение, № 3, 1937.
Соболев С. С., Глубина эрозии и эпейрогенические колебания на территории УССР в течение четвертичного периода, Тр. Сов. секции Междун. ассоц. по изуч. четверт. периода, вып. IV, 1939.
Соболев С. С., Почвы Украины и Степного Крыма (Украинская ССР, Северная часть Крымской АССР), Почвы СССР (сборник), Изд-во АН СССР, 1939.
Соболевская В. Н., Палеогеография и структура Русской платформы в верхнемеловую эпоху, В сб. «Памяти академика А. Д. Архангельского», М.—Л., 1951.
Соколов Б. С., О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы, Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952.
Соколов Б. С., Стратиграфическая схема нижнепалеозойских (додевонских) отложений северо-запада Русской платформы, Девон Русской платформы (сб. докладов), изд. ВНИГРИ, Гостоптехиздат, 1953.
Соколов В. и Лутугин Л., Горловский район Главного антиклинала Донецкого бассейна, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 53, 1910.
Соколов В. И., Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета VI-21, изд. Геол. ком., 1911.
Соколов В. И., Разведочные работы за последние три года на водоразделе между рр. Самарой и Гнилушей в Гришинском районе, Вестн. Геол. ком., т. III, № 6, 1928.
Соколов В. Д., Предварительный отчет о геологических исследованиях крымской юры летом 1884, Мат. для геол. России, т. XII, 1885.
Соколов В. Д., Минеральные угли Крыма, Горн. журн., т. II, 1886.
Соколов В. Д., Материалы для геологии Крыма. Крымский титон, Мат. для геол. России, т. XIII, 1889.
Соколов В. Д., Материалы по стратиграфии юрских отложений Крыма, Дневник IX съезда русск. естеств. и врачей. Зас. геол. секции 6. I 1894.
Соколов В. Д., Тектоника юго-западной части Крымского полуострова, Bull. de la Soc. des Natur. de Moscou, № 4, 1895.
Соколов В. Д., Месторождение кальцита у Байдарских ворот в Крыму, Bull. de la Soc. des Natur. de Moscou, № 2, Прилож. к проток. за 1898 г., 1898.
Соколов Д. В., О некоторых результатах детальных геологических исследований в Восточном Крыму, Вестн. Геол. ком., № 3, 1925.
Соколов Д. В., Некоторые данные по геологии восточной части Горного Крыма, Крым, № 1 (3), 1927.
Соколов Д. В., Артезианские воды б. Александровского уезда Екатер. губ. в связи с его геологическим строением, Материалы к проекту проф. И. Г. Александрова, вып. VI, М., 1929.
Соколов Д. В., Геологическое строение б. Александровского уезда Екатеринославской губ. по буровым материалам и условия его артезианского водоснабжения, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 187, 1929.
Соколов Д. В., Геологическое строение верхней части района Днепровского затопления, Материалы к проекту И. Г. Александрова, вып. VI, М., 1929.
Соколов Н. А., Геогностический очерк Полтавской губ., Горн. журн., № 1, 1883.
Соколов Н. А., Mastodon arvernensis и Hipparion gracile из третичных образований Крыма, Тр. СПБ. о-ва ест., т. XIV, вып. 1, 1883.
Соколов Н. А., Предварительный отчет о геологических исследованиях в области 48 листа, произведенных в 1885, Изв. Геол. ком., т. 5, 1886.
Соколов Н. А., Геологические исследования в Мелитопольском, Днепровском и Перекопском уездах Таврической губ., Изв. Геол. ком., т. 6, № 8, 1887.
Соколов Н. А., Геологические исследования в бассейнах рек Конки, Молочной и по берегу Азовского моря, Изв. Геол. ком., т. 7, 1888.
Соколов Н. А., Геологические исследования в южной части Екатеринославской губернии, Изв. Геол. ком., т. 8, 1889.

Соколов Н. А., Геологические исследования в Змиевском уезде Харьковской губернии и в Павлоградском—Екатеринославской, Изв. Геол. ком., т. 9, № 1, 1890.
Соколов Н. А., Общая геологическая карта Европейской России. Лист. 48: Мелитополь—Бердянск—Перекоп—Берислав, Тр. Геол. ком., т. 9, № 1, 1889.
Соколов Н. А., Геологические исследования в Новомосковском уезде Екатеринославской губернии и некоторые новые данные о палеогеновых отложениях на р. Соленой, Изв. Геол. ком., т. 9, № 8, 1890.
Соколов Н. А., Заметка о послетретичных пресноводных отложениях Южной России, Изв. Геол. ком., т. 9, 1890.
Соколов Н. А., О неогеновых отложениях по нижнему Дону и о северной границе распространения понтических отложений в Европейской России, Изв. Геол. ком., т. 10, № 10, 1891.
Соколов Н. А., Геологические исследования в северо-западной и западной частях 47-го листа карты России, Изв. Геол. ком., т. 11, 1892.
Соколов Н. А., О фауне нижнеолигоценовых отложений окрестностей Екатеринослава, Изв. Геол. ком., т. 11, 1892.
Соколов Н. А., Нижнетретичные отложения южной России, Тр. Геол. ком., т. 9, №2, 1893.
Соколов Н. А., Фауна нижнеолигоценовых отложений окрестностей Екатеринослава. I. Фауна глауконитовых песков у Екатеринославского жел.-дор. моста, Тр. Геол. ком., т 9, № 3, 1894.
Соколов Н. А., Заметки об острове Березани и дислокациях понтических отложений в области Сиваша и Перекопского залива, Изв. Геол. ком., т. 14, 1895.
Соколов Н. А., О происхождении лиманов Южной России, Тр. Геол. ком., т. 10, № 4, 1895.
Соколов Н. А., Геологические исследования в северной части Криворожского района и по р. Желтой, Изв. Геол. ком., т. 15, 1896.
Соколов Н. А., Гидрогеологические исследования в Херсонской губ., Тр. Геол. ком., т. 14, № 2, 1896.
Соколов Н. А., Гидрогеологические исследования в Новомосковском уезде Екатеринославской губ., Изв. Геол. ком., т. 16, № 6—7, 1897.
Соколов Н. А., Геологические исследования в южной части Мариупольского уезда Екатеринославской губ., Изв. геол. ком., т. 18, 1899.
Соколов Н. А., Слои с Venus konkensis на р. Конке, Тр. Геол. ком., т. 9, № 5, 1899.
Соколов Н. А., Гидрогеологический очерк Новомосковского уезда, Тр. Геол. ком., т. 20, № 2, 1902.
Соколов Н. А., К истории Причерноморских степей с конца третичного периода, Почвоведение, № 2 и 3, 1904.
Соколов Н. А., Фауна моллюсков Мандриковки, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 18, 1905.
Соколов Н. Н., Некоторые новые данные о рельефе и почвах Крыма, Крым, № 1(9), 1929.
Соколова Е. И., Стратиграфия триаса северо-западной части Донбасса, Геол. сб. ВНИГРИ, т. III (VI), 1955.
Соколовский А. Н., К вопросу о лессе, ДАН СССР, нов. сер., т. XL, № 2, 1943.
Соколовський О. Н., Нові факти і висновки щодо проблеми лесу, Ювілейний зб. АН УРСР, Куйбишев, 1944.
Соколовский И. Л., О террасах и оползневых явлениях левого берега Днепра в районе строительства головной части Южно-Украинского канала (между Запорожьем и Васильевкой). VIII наук. сесія Київськ. держ. ун-ту, секц. геогр. Тези допов., 1951.
Соколовський І. Л., Сучасні класифікації зсувних явищ та класифікація зсувних явищ Закарпаття, Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 2, 1951.
Соколовский И. Л., Новые данные о геоморфологии района главной части Южно-Украинского канала. IX научн. сессия Киевск. гос. ун-та, секц. геогр. Тез. докл., 1952.
Соколовский И. Л., Геоморфология долины р. Молочной в связи со строительством Южно-Украинского канала. X научн. сессия Киевск. гос. ун-та, секц. геогр. Тез. докл., 1953.
Соколовський І. Л., Питання розвитку продуктивних сил Західних областей Української РСР (окрем. відбиток), Вид-во АН УРСР, 1954.
Соколовський І. Л., Про викопні сліди «вічної» мерзлоти в четвертинних відкладах західної частини УРСР, ДАН УРСР, № 4, 1955.
Соллогуб В. Б., Про пружні властивості гірських порід Дніпровсько-Донецької западини, Геол. журн. АН УРСР, т. XIV, вип. 1, 1954.
Соллогуб В. Б., Мухін О. В. і Чирвінська М. В., Про будову зони зчленування південно-західної окраїни Російської платформи з Передкарпатським прогином, Геол. журн. АН УРСР, т. XIV, вип. 3, 1954.
Соллогуб В. Б., О границе внешней и внутренней зон Предкарпатского прогиба, ДАН СССР, т. 102, № 5, 1955.

Соллогуб В. Б., Про тектонічну будову Передкарпатського прогину за даними сейсмічних досліджень, ДАН УРСР, № 3, 1955.
Соловьев С. П., Распределение магматических горных пород в СССР и некоторые вопросы петрологии, Госгеолиздат, 1952.
Соломко Е., О кристаллической породе с. Исачки, Тр. СПБ. о-ва ест., т. XV, вып. 1, 1884.
Солонинко И. С., Некоторые данные о структурах и текстурах мраморов месторождений Украинской ССР, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 7, 1953.
Сорочан О. А., Нові дані про міоценові відклади району Сухого Лиману, Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 4, 1951.
Спасокукоцкий А. И., Заметка о Кучук-Койском оползне в 1915 г., Зап. Крымск. о-ва ест. и любит. прир., т. V за 1915 г., 1916.
Спасокукоцкий А. И., Карта полезных ископаемых Крыма, Сб. Симферопольск. губ. статист. упр., 1920.
Спасокукоцкий А. И., Оползни южного берега Крыма, Горн. журн., № 10, 1925.
Справочник по нефтяным м-ниям СССР (составлен В. А. Сельским, М. А. Ждановым и Н. И. Буяловым), ОНТИ, 1938.
Средник И. И., К вопросу промзадания по Никитовскому ртутному комбинату, Цветные металлы, № 11, 1930.
Стадников Г. Л., Ископаемые угли, горючие сланцы, асфальтовые породы асфальты и нефти, ОНТИ, М., 1935.
Station Станіславський Ф. А., Про флору палеогенових пісковиків Української РСР, Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 4, 1951.
Станіславський Ф. А., Нові дані про батсько-келовейську флору північно-західної окраїни Донецького басейну, ДАН УРСР, № 6, 1952.
Станіславський Ф. А., Верхньотріасова та юрська флора Великого Донбасу, Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, вип. 4, 1953.
Станіславський Ф. А., Про рештки магнолії з палеогенових відкладів УРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. XV, вип. 1, 1955.
Станкевич Л. О., До питання про нікеленосність основних порід УРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. V, вип. 1—2, 1938.
Старицький Ю. Г., Генезис руд Саксаганського району Криворізького залізорудного басейну, Геол. журн. АН УРСР, т. XIV, вип. 3, 1954.
Старков А. П., О причинах оползней Одесского берега, Зап. Одесск. отд. Русск. техн. о-ва, вып. I, 1900.
Степанець В. Д., До питання про походження зеленокам'яних порід с. Чистопілля (р. Солона), Геол. журн. АН УРСР, т. X, вип. 3, 1950.
Степанов В. В., К вопросу о возможной нефтеносности Причерноморской впадины, Тр. Нефт. конф. 1939 г., Изд-во АН УССР, 1939.
Степанов В. В., Споробруньки викопних харових водоростей у неогенових відкладах Української частини Причорномор'я, Праці Одеськ. держ. ун-ту, т. II, вип. 2, 1948.
Степанов П. И., Геологический разрез Донецкого каменноугольного бассейна по линии: слобода Аграфеновская, ст. Должанская, хут. Таловый, Изв. Геол. ком., т. 28, 1909.
Степанов П. И., Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета VII-25, изд. Геол. ком., 1910.
Степанов П. И., Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета VII-26, изд. Геол. ком., 1911.
Степанов П. И., Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета VII-27, изд. Геол. ком., 1913.
Степанов П. И., Славянов Н. Н., О новых выходах изверженной породы, встреченных в восточной части Донецкого бассейна, Изв. Геол. ком., т. 34, № 9, 1914.
Степанов П. И., Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета VII-28 с атласом, изд. Геол. ком., 1915.
Степанов П. И., О новой находке изверженной жильной породы в Грушевском районе Донецкого бассейна, Вестн. Геол. ком., № 1, 1925.
Степанов П. И., Большой Донбасс. Докл. на засед., посвящ. 50-летию геол.-разв. службы СССР, Георазведиздат, М.—Л., 1932.
Степанов П. И., Изучение Донецкого бассейна за время с 1892 по 1932, Вести. Союзгеоразведки, № 11, 1932.
Степанов П. И., Главнейшие итоги и основные задачи геолого-развед. работ по Большому Донбассу к началу 1934 г., Пробл. сов. геол., т. II, № 5, 1934.
Степанов П. И. и Миронов С. И., Геология месторождений каустобиолитов, ОНТИ, Л.—М., 1937.
Степанов П. И., Некоторые закономерности стратиграфического палеогеографического распределения геологических запасов ископаемых углей на земном шаре, Тр. XVII сесс. Междун. геол. конгр. 1937 г., т. I. М., 1939.
Степанов П. И., Проблема Большого Донбасса, Тр. XVII сесс. Междун. геол. конгр. 1937 г., т. I, М., 1939.

Степанов П. И., Погребицкий Е. О., Варфоломеев П. Н., Ротай А. П., История геологических исследований и геолого-разведочные работы по проблеме Большого Донбасса, Большой Донбасс. Сб. статей, Госгеолиздат, М.—Л., 1941.
Степанов П. И., Теория поясов и узлов угленакопления, Юбилейн. сб., посвящ. 30-летию Великой Октябрьской социалистической революции, АН СССР, ч. II, М.—Л., 1947.
Стерлин Б. П., Новые данные по стратиграфии юрских отложений Донецкого бассейна и области его западного погружения, ДАН СССР, т. LXXXIX, № 5, 1953.
Стерлин Б. П., О границе средней и верхней юры в Донбассе, ДАН СССР, т. XC, № 5, 1953.
Стерлин Б. П., О границе триаса и юры в Донбассе, ДАН СССР, т. XCVI, № 4, 1954.
Стефаненко А. Я., Махнач А. С., Девонские отложения Белоруссии, Изв. АН БССР, № 4, 1952.
Стефаненко А. Я., Махнач А. С., Палеозойские отложения северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины, Изв. АН БССР, № 4, 1953.
Стратиграфия и тектоника Русской платформы. Вопросы геохимии и региональной геологии. Сб. статей, Гостоптехиздат, М.—Л., 1953.
Страхов Н. М., Геологические условия возникновения гипергенных железных руд внутри климатически благоприятных для них зон, Сов. геол., № 1, 1941.
Страхов Н. М., К теории соляной тектоники, ДАН СССР, т. XLVII, № 6, 1945.
Страхов Н. М., Историко-геологические типы осадконакопления, Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1946.
Страхов Н. М., О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории земли, Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1949.
Стремоухов Д. П., Сланцы Мегало-Айяло (близ г. Балаклавы), Bull. de la Soc. des Natur. de Moscou, № 3, 1894.
Стремоухов Д. П., Об аммонитах горы Эгер-Оба у Коктебеля, Зап. геол. отд. о-ва любит. ест., антроп. и этногр., вып. IV, М., 1916.
Стремоухов Д. П., Гора Эгер-Оба у Коктебеля, Бюлл. МОИП, отд. геол., нов. сер., т. 31, 1922.
Строна А. А., Криворожско-Кременчугская магнитная аномалия и некоторые данные для тектоники Приднепровской кристаллической полосы на основании магнитометрических съемок, Вісн. Укр. район. геол.-разв. упр., вип. 16, 1931.
Строна А. А., Криворожско-Кременчугские магнитные аномалии, Сов. геол., т. IX, 1939.
Субботин С. И., К вопросу о связи Львовской мульды с Днепровско-Донецкой впадиной, Тр. Львовск. геол. о-ва, сер. геол. нефти, вып. I, 1948.
Субботин С. И., Результаты гравиметрических исследований Закарпатской области УССР и их геологическая интерпретация, Тр. Львовск. геол. о-ва, сер. геол. нефти, вып. I, 1948.
Субботин С. И., Геологическая интерпретация данных геофизических исследований в западных областях УССР, Тр. науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.
Субботина Н. Н., Микрофауна меловых и палеогеновых отложений южного склона Кавказа, Тр. НГРИ, нов. сер., вып. 34, 1949.
Сукачев В. Н., Основные черты развития растительности СССР во время плейстоцена, Мат. по четверт. периоду СССР, Л.—М., 1936.
Сухаревич П. М., О стратиграфическом положении аркозовых песчаников юго-западного склона Русской платформы, ДАН СССР, т. 103, № 1, 1955.
Сухов И. М., Некоторые данные о стратиграфическом положении подольского яруса, ДАН СССР, т. LXXI, № 2, 1950.
Сущицкий П. И., Структурно-минералогический и химический состав каменного метеоритного дождя «Крымка», Метеоритика, вып. VI, 1949.
Сушков Н., О крымских соляных источниках, Горн. журн., кн. III, 1827.
Сябряй В. Т., Нові джерела вогнетривкої сировини УРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, вип. 4, 1947.
Сябряй В. Т., Щодо генезису первинних каолінів УРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, вип. 4, 1947.
Сябряй В. Т., Слензак І. Є., Основні напрямки робіт в області дослідження бурого вугілля на Україні, Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, вип. 4, 1947.
Сябряй В. Т., Вторинні каоліни та вуглисті глини Дніпровського буровугільного басейну УРСР, Вид-во АН УРСР, 1948.
Сябряй В. Т., Нерудні корисні копалини Українського кристалічного масиву, Геол. журн. АН УРСР, т. IX, вип. 1—2, 1948.
Сябряй В. Т., Новые данные о возрасте бурых углей Днепровского буроугольного бассейна, Наук. зап. Київськ. держ. ун-ту, т. VII, вип. V, 1948.
Сябряй В. Т., Досягнення в галузі вивчення буровугільних покладів УРСР за 30 років Радянської влади, Геол. журн. АН УРСР, т. IX, вип. 3, 1948.
Сябряй В. Т., Порушення буровугільних шарів на родовищах Дніпровського буровугільного басейну, Геол. журн. АН УРСР, т. XIV, вип. 4, 1954.

Т а н а т а р И. И., Петрографические исследования Бердянского уезда, Бюлл. Екатериносл. горн. ин-та, 1911.
Т а н а т а р И. И., Геологический очерк Криворожского железорудного бассейна, Сб. «Руда», Харьков, 1922.
Т а н а т а р И. И., Новые горные породы и тальковые сланцы Криворожского железорудного бассейна, Инженерный работник, № 11—12, 1927.
Т а н а т а р И. И., Турингитовый сланец с каолинизированными кристаллами дистена из Тарапаковской залежи Криворожского железорудного бассейна, Инженерный работник, № 11—12, 1928.
Т а н а т а р И. И., Геохимическая характеристика полиметаллических м-ний Нагольного кряжа (в Донбассе), Пробл. сов геол., № 4, 1934.
Т а н а т а р И. И., Роль петрографии в вопросе обогащения железистых кварцитов и сланцев Криворожья и результаты проведенных петрографических исследований, Тр. I конф. по обогащ. жел. кварцитов, Днепропетровск, 1935.
Т а н а т а р И. И., Генезис железистых кварцитов и руд Кривого Рога и Старого Оскола, Тр. Конф. по генез. руд. железа, марганца и алюминия, АН СССР, 1937.
Т а н а т а р И. И., Геохимическая характеристика пород Большого Кривого Рога в связи с вопросом генезиса руд, Изв. АН СССР, сер. геол., № 5—6, 1938.
Т а н а т а р И. И., Геохимическая характеристика Большого Кривого Рога в связи с вопросом генезиса его руд, Тр. XVII сесс. Междун. геол. конгр. 1937 г., т. II, М., 1939.
Т а н а т а р И. И., Проблема никеленосности ультраосновных пород левобережной Украины в связи с поисково-разведочными работами в Славгородском и соседнем районах, Науч. зап. Днепроп. гос. ун-та, т. XXVII, Сб. работ геол.-геогр. ф-та, вып. 2, 1941.
Т а н а т а р И. И., Генетические взаимоотношения криворожских, курских и керченских железорудных месторождений, Науч. зап. Днепроп. гос. ун-та, т. XXXI, Сб. работ геол.-геогр. ф-та, 1948.
Т а н а т а р И. И., Изотопный состав кислорода в железистых рудах Кривого Рога в связи с вопросом их образования, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 6, 1952.
Т а н ф и л ь е в Г. И., Болота и торфяники Полесья, СПБ, 1895.
Т а н ф и л ь е в Г. И., Доисторические степи Европейской России, Землеведение, № 2, 1896.
Т а н ф и л ь е в Г. И., Способы образования и распространения торфяных болот в Европейской России, Тр. VIII съезда русск. ест. и врачей, отд. IX, СПБ, 1899.
Т а н ф и л ь е в Г. И., Имеются ли доказательства в пользу колебаний климата в послеледниковую эпоху на юге России, Почвоведение, 1912.
Т а н ф и л ь е в Г. И., География России, Украины и примыкающих к ним с запада территорий в пределах России 1914 г., ч. II, вып. I, Одесса, 1922.
Т а н ф и л ь е в Г. И., Главнейшие физико-географические р-ны Одесской губ., Одес. обл. с.-х. опытная станц., отд. ест.-истор. исследований, вып. I, Одесса, 1924.
Т а н ф и л ь е в Г. И., Моря — Каспийское, Черное, Балтийское, Ледовитое, Сибирское—и Восточный океан, Гос. научн. техн. изд-во, М.—Л., 1931.
Т а р а н А. С., До питання про річкові тераси в р-ні м. Харкова, Наук. зап. Харк. н.-д. кафедри геол., вип. III, 1930.
Т а р а н А. С., Матеріали до вивчення копальних четвертинних м'якунів з солодководних покладів Київського Полісся, Наук. зап. Харк. н.-д. кафедри геол., вип. III, 1930.
Т а р а н А. С., Геологічна будова і підземні води долини р. Північного Дінця в районі Лисичанська, Зап. н.-д. ін-ту геол. при Харк. держ. ун-ті, т. V, вип. 2, 1936.
Т а р а с е н к о В. Е., О лабрадоритовой породе Каменного Брода, Зап. Киевск. о-ва ест., т. VIII, вып. I, 1886.
Т а р а с е н к о В. Е., О некоторых кристаллических породах Житомирского уезда, Зап. Киевск. о-ва ест., т. XI, (Проток. засед. за 1889 г.), 1890.
Т а р а с е н к о В. Е., О горных породах семейства габбро из Радомысльского и Житомирского уездов Киевской и Волынской губ., Зап. Киевск. о-ва ест., т. XV, вып. 1, 1896.
Т а р а с е н к о В. Е., Об эффузивной горной породе из Липовецкого уезда Киевской губ., Зап. Киевск. о-ва ест., т. XVI, вып. 2, (Проток. засед. 1897 г.), 1900.
Т а р а с е н к о В. Е., Новая область вулканических пород в Волынской губ., Зап. Киевск. о-ва ест., т. XIX, (Проток. засед. за 1902 г.), 1905.
Т а р а с е н к о В. Е., О магнетитовой горной породе из с. Михайловки Винницкого уезда Подольской губ., Зап. Киевск. о-ва ест., т XVII, вып. 1, 1909.
Т а р а с е н к о В. Е., О зернистом известняке, из окрестностей Гнивани, Минер. и геол. России, т. XV, № 7, 1913.
Т а р а с е н к о В. Е., О гранитовых и диоритовых горных породах Криворожского рудоносного района, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 90, 1914.
Т а р а с е н к о В. Е., Об изверженных горных породах южной части Киевской губ., Юрьев, 1916.

Т а р а с е н к о В. Е., Материалы по петрографии кристаллических пород Южного русского горста, Тр. Юрьевск. ун-та, 1. II 1925.
Т а р а с о в Н. И., К гидробиологии Сиваша, Изв. Гос. гидролог. ин-та, № 19, 1927.
Т а р а я н С. И., Горючие газы Крыма, Симферополь, 1932.
Т а т а р с ь к и й В. Б., Матеріали до вивчення акцесорних мінералів надкарбонових відкладів північного заходу Донбасу, Геол. журн. АН УРСР, т. I, вип. 1, 1934.
Т е л е т о в И. С. и Ш а п о ш н и к о в а Л. Д., Исследование адсорбционной способности трепеловидной кремнисто-глинистой харьковской породы, Тр. ін-ту хімії Харк. держ. ун-ту, т. III, 1937.
Т е р л е ц к и й Б. К., О находке девонских отложений в Бобруйском округе БССР, Вестн. Геол. ком., № 6, 1927.
Т е т я е в М. М., К тектонике Украины, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 9, 1926.
Т е т я е в М. М., Принципы геотектонического районирования территории СССР, Пробл. сов. геол., № 1, 1933.
Т е т я е в М. М., Геотектоника СССР, ГОНТИ, М.—Л., 1938.
Т и л л о А., Орография Европейской России на основании гипсометрической карты, Изв. Русск. географ. о-ва, т. 26, вып. 1, 1890.
Т и м о ф е е в Б. В., Древнепалеозойские отложения в Молдавии, ДАН СССР, т. LXXXVI, № 6, 1952.
Т и м о ф е е в П. П., К вопросу об условиях осадконакопления угленосных свит C_2^6 и C_2^7 в пределах юго-западной окраины Донбасса, ДАН СССР, т. XCIII, № 6, 1953.
Т и м о ф е е в П. П., Аллювиальные отложения и связанные с ними эрозионные размывы в угленосных свитах среднего карбона юго-западной окраины Донбасса, Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 151, № 5, 1954.
Т и х и й В. Н., Палеогеография Воронежского карбона, Сов. геол., № 4, 1941.
Т и х и й В. Н., Стратиграфия и фации карбона северо-восточных окраин Днепровско-Донецкой впадины, Большой Донбасс. Сб. статей, Госгеолиздат, 1941.
Т и х о н о в и ч Н. Н., Нефтеобразование и нефтегазонакопление в девоне Русской платформы. Происхождение нефти и природного газа (Сб. под ред. А. В. Топчиева и др.), изд. Бюро техн.-эконом. информ. ЦИМТНефти, М., 1947.
Т и х о н о в и ч Н. Н., Съезды русских естествоиспытателей и врачей, Очерки по истории геол. знаний, вып. I, АН СССР, М., 1953.
Т к а ч е н к о Т. О., Л и п н и к О. С., Про контакт нижньо- і верхньокрейдових відкладів південно-західної периферичної частини Дніпровсько-Донецької западини, Геол. журн. АН УРСР, т. XV, вип. 2, 1955.
Т к а ч о в О. О., До петрології гранітів кристалічної смуги, Геол. журн. АН УРСР, т. IV, вип. 1, 1937.
Т к а ч у к Л. Г., Геологічний нарис узбережжя р. Роськи, Тр. Укр. н.-д. ін-ту, т. III, 1929.
Т к а ч у к Л. Г., Кристалічні породи околиць м. Буки на Гуманщині, Вісн. Укр. район. геол.-розв. упр., вип. 14, 1929.
Т к а ч у к Л. Г., Геологічна будова Бовтишсько-Тясминської западини поверхні кристалічного масиву, Журн. геол.-геогр. циклу ВУАН, № 4 (8), 1934.
Т к а ч у к Л. Г., Докембрійські кристалічні породи та їх петрогенетичні взаємовідношення в районі водозборів рр. Тясмину і Вільшанки, Тр. Укр. н.-д. геол. ін-ту, т. V, вип. 2, 1934.
Т к а ч у к Л. Г., Олівінове габро на Поділлі, Геол. журн. АН УРСР, т. 1, вип. 2, 1934.
Т к а ч у к Л. Г., Лабрадорит м. Городища р-ну ім. Петровського, Мат. до геол. та корисн. коп. УРСР, вип. XIV, 1935.
Т к а ч у к Л. Г., Богуславський граніт і його взаємовідношення з оточуючими докембрійськими кристалічними породами, Геол. журн. АН УРСР, т. IV, вип. 1, 1937.
Т к а ч у к Л. Г., Докембрійські кристалічні породи течії р. Південного Бугу до гирла р. Ікви, Геол. журн. АН УРСР, т. V, вип. 4, 1938.
Т к а ч у к Л. Г., Чарнокіти і супроводжуючі їх докембрійські породи південно-східної частини Київської та північної частини Кіровоградської областей УРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. VII, вип. 3, 1940.
Т к а ч у к Л. Г., Осницькі граніти та споріднені з ними породи, Наук. зап. Львівськ. держ. ун-ту, т. II, 1946.
Т к а ч у к Л. Г., Интрузивно-эффузивные породы Ровенской обл. УССР, Науч. зап. Львовск. политехн. ин-та, вып. 3, 1948.
Т к а ч у к Л. Г., Петрографія північно-західної частини Українського кристалічного масиву. Ровенська обл., Львів, 1948.
Т к а ч у к Л. Г., Петрография Раховского кристаллического массива, Науч. зап. нефт. ф-та Львовск. политехн. ин-та, вып. XI, № 3, 1949.
Т к а ч у к Л. Г., Північно-західна частина Українського кристалічного масиву та її геолого-петрографічні особливості, Геол. журн. АН УРСР, т. XIV, вип. 3, 1954.
Т о л в и н с к и й К. З., Диапировая складчатость и нефтеносность предгорий Восточных Карпат, Сов. геол., № 2, 1941.
Т о л с т и х и н а М. М., Девонские отложения центральной части Русской платформы и развитие ее фундамента в палеозое, Госгеолиздат, 1952.

Торцов Н. К., К петрографии Крыма. Некоторые породы окр. Балаклавы и Георгиевского монастыря, Изв. Петроградск. политехн. ин-та, т. 23, № 2, 1915.
Точилин М. С., О генетических взаимоотношениях между богатыми рудами КМА и Кривого Рога, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 7, 1953.
Точилін М. С., Деякі міркування про генезис багатих руд Криворізького типу, Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, вип. 4, 1953.
Третьяков Д. К., Третичная фауна Одесских катакомб, Сов. наука, № 1, 1941.
Трусова И. Ф., Результаты петрографического изучения девонских вулканогенных пород бассейна р. Мокрой Волновахи, Мат. по геол. девон. отлож. южн. окр. Донбасса, нов. сер., вып. 9 (13), 1947.
Трусова И. Ф., Метаморфические породы Раховского массива Восточных Карпат, Бюлл. МОИП, сер. геол., т. 27, вып. 6, 1952.
Трусова И. Ф., Основные черты строения неогеновых вулканических образований Закарпатья, Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. XXVI, 1954.
Туманская О. Г., Пермо-карбоновые отложения Крыма, ч. I, изд. Главн. геол.-разв. упр., М.—Л., 1931.
Туманская О. Г., О параллелизации нижнепермских и пермо-карбоновых слоев Крыма и Урала, Изв. Всес. геол.-разв. объед., т. 51, вып. 21, 1932.
Туманская О. Г., Пермо-карбоновые отложения Крыма, изд. Главн. геол.-разв. упр., М.—Л., ч. I—1931, ч. II—1935.
Туманская О. Г., Горизонт перми Крыма, Пробл. сов. геол., № 5 и 6, 1937.
Туманская О. Г., О параллелизации пермских отложений Крыма и Тимора, Пробл. сов. геол., № 7, 1937.
Туманская О. Г., К вопросу о параллелизации пермских отложений СССР с отложениями других стран, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XVII, (2—3), 1939.
Туманская О. Г., О распределении фауны аммоней в нижнепермских отложениях, ДАН СССР, т. XXVI, № 3, 1940.
Турлей Г. Ф., Булганакська група грязевих вулканів на Керченському півострові та продукти їхнього вибуху, Наук. зап. Харк. н.-д. катедри геол., вип. III, 1930.
Турлей Г. Ф., О бурых железняках, в частности о болотных рудах Украины, Зап. н.-д. геол. ін-ту Харк. держ. ун-ту, т. IV, 1934.
Турлей Г. Ф., Матеріали до вивчення ярусу рябих глин Харківської області, Уч. зап. Харк. держ. ун-ту, кн. 16. Зап. н.-д. ін-ту геол., т. VII, 1939.
Турлей Г. Ф. и Карякин Л. И., Ледниковые валуны окрестностей г. Кобеляки, Полтавской области, Зап. н.-д. ін-ту геол. Харк. держ. ун-ту, т. VIII, 1940.
Турцев А. А., К вопросу о магнитной аномалии на Кара-Даге в Крыму, Изв. Акад. наук, VI сер., № 9—10, 1927.
Тутковский П. А., Отчет о геологических исследованиях летом 1885 г. в Радомысльском уезде Киевской губернии, Зап. Киевск. о-ва ест., т. VIII, вып. 2, (Проток. общ. засед. за 1886 г.), 1887.
Тутковский П. А., Отчет о геологических исследованиях 1886 года в Киевской губ., Зап. Киевск. о-ва ест., т. IX, (Проток. общ. засед. за 1887 г.), 1888.
Тутковский П. А., Фораминиферы из третичных и меловых отложений Киева, Зап. Киевск. о-ва ест., т. VIII, вып. 2, 1887 и т. IX, 1888.
Тутковский П. А., Геологический характер микрофауны Киевской спондилувой глины, Зап. Киевск. о-ва ест., т. XII, вып. 2, (Проток. засед. за 1891 г.), 1892.
Тутковский П. А., Следы дислокации у поселка Каменярня в Дубянском уезде Волынской губ., Зап. Киевск. о-ва ест., т. XII, вып. 2, (Проток. засед. за 1891 г.), 1892.
Тутковский П. А., К геологии Луцкого уезда Волынской губ., Об озерном и субаэральном лессе Луцкого уезда, Ежег. по геол. и минер. России, т. II, отд. 1, 1897.
Тутковский П. А., Об олигоценовых окаменелостях из с. Мандриковки близ Екатеринослава, Зап. Киевск. о-ва ест., т. XV, вып. 2, (Проток. засед. за 1895 г.), 1898.
Тутковский П. А., К геологии Луцкого уезда Волынской губ., Зап. Киевск. о-ва ест., т. XVI, вып. 1, (Проток. засед. за 1896 г.), 1899.
Тутковский П. А., К вопросу о способе образования лесса, Землеведение, кн. I—II, 1899.
Тутковский П. А., Несколько замечаний о ледниковой эпохе, Ежег. по геол. и минер. России, т. III, отд. 1, 1899.
Тутковский П. А., Несколько слов о киевской спондилувой глине и апатитовых песках, Зап. Киевск. о-ва ест., т. XVI, вып. 2, (Проток. засед. за 1897 г.), 1900.
Тутковский П. А., Новое глубокое бурение в Киевской губ. (Трощинская буровая скважина), Зап. Киевск. о-ва ест., т. XVI, вып. 2, (Проток. засед. за 1897 г.), 1900.
Тутковский П. А., Пирамидальные валуны в Южном Полесьи, Изв. Геол. ком., т. XIX, 1900.
Тутковский П. А., Конечные морены, валунные полосы и озы в южном Полесьи, Зап. Киевск. о-ва ест., т. XXVII, вып. 1, 1901.
Тутковский П. А., Новая буровая скважина в Черниговской губ., Зап. Киевск. о-ва ест., т. XVII, вып. 1, (Проток. засед. за 1898 г.), 1901.

Тутковский П. А., Озеро Свитязь и народные предания о нем, Киевск. Старина, т. 72, 1901.
Тутковский П. А., Очерк послетретичных отложений Владимир-Волынского и южной части Ковельского уездов Волынской губернии, Ежег. по геол. и минер. России, т IV, отд. 1, 1901.
Тутковский П. А., Палеогеновый мергель Луцкого уезда, Зап. Киевск. о-ва ест., т. XVII, вып. 1, (Проток. засед. за 1898 г.), 1901.
Тутковский П. А., Геологические исследования вдоль строящейся Киево-Ковельской ж. д., Изв. геол. ком., т. 21, 1902.
Тутковский П. А., Юго-западная часть 16-го листа общей 10-тиверстной карты Европейской России, Изв. Геол. ком., т. 22, 1903.
Тутковский П. А., Песчаные озы в Киевской и Волынской губ., Зап. Киевск. о-ва ест., т. XVIII, (Годич. отчет за 1901 г.), 1904.
Тутковский П. А., Полесская безвалунная область, ее особенности и причины ее возникновения, Зап. Киевск. о-ва ест., т. XIX, (Проток. засед. за 1902 г.), 1905.
Тутковский П. А., Ископаемые пустыни Северного полушария, Землеведение, кн. I—IV, 1909.
Тутковский П. А., Библиографический обзор литературы по геологии и физической географии Центрального и Южного Полесья, Зап. Киевск. о-ва ест., т. XXI, 1910.
Тутковский П. А., Зональность ландшафтов и почв в Волынской губ., Тр. о-ва иссл. Волыни, т. II, 1910.
Тутковский П. А., Краткий гидрографический очерк Центрального и Южного Полесья, Тр. о-ва иссл. Волыни, т. II, 1910.
Тутковский П. А., Орографический очерк Центрального и Южного Полесья, Землеведение, 1911.
Тутковский П. А., Побережье р. Норына в Овручском уезде, Тр. Киевск. о-ва ест., т. LIX, 1911.
Тутковский П. А., Послетретичные озёра в северной полосе Волынской губ., Тр. о-ва иссл. Волыни, т. IX, 1912.
Тутковский П. А., Геологический очерк Ровенского уезда Волынской губ., Тр. о-ва иссл. Волыни, т. X, 1912.
Тутковский П. А., Геологический очерк Васильковского и Уманского уездов Киевской губ., Мат. по иссл. почв и грунтов Киевск. губ., в. 2, 1915.
Тутковський П. А., Природна районізація України, Мат. для районіз. України, т. 1, 1922.
Тутковський П. А., Словечансько-Овруцький кряж та узбережжя р. Словечни, Тр. фіз-мат. відд. Всеукр. АН, т. I, вип. I, 1923.
Тутковський П. А., Копальні мікрофауни України, їх геологічна вага і методи їх дослідження, Тр. фіз.-мат. відд. Всеукр. АН, т. 1, вип. 8, 1925.
Тутковський П. А., Нові свердловини на Київщині, Наук. зап., Орган Київськ. н.-д. катедр, т. III, вип. 1 — геологічний, 1925.
Тутковський П. А., М'яколовицький кряж овруцького пісковика, Наук. зап., Орган Київськ. н.-д. катедр, т. III, вип. 1 — геологічний, 1925.
Тутковський П. А., Узбережжя р. Уборті, Тр. фіз.-мат. відд. Всеукр. АН, т. 1, вип. 4, 1925.
Тутковський П. А., Узбережжя р. Жерева, Тр. фіз.-мат. відд. Всеукр. АН, т. 1, вип. 9, 1925.
Тутковский П. А., Путеводитель экскурсий по Волыни, Киев, 1926.
Тутковський П. А., Узбережжя р. Вужа, Наук. Зап. Орган Київськ. н.-д. катедр, т. III, вип. 2, 1926.
Тутковський П. А., Друмліїновий краєвид на Україні, Вісті Природн. секції Укр. наук. т-ва, т. I, 1918—1919.
Тутковський П. А., До питання про вік поверхів лесу та похованих грунтів України, Тр. Укр. н.-д. ін-ту, т. IV, 1930.
Усенко І. С., Нові дані про вікові взаємовідношення зеленокам'яних порід Криворіжжя з вміщаючими їх плагіоклазовими гранітами і аркозами, Геол. журн. АН УРСР, т. VI, вип. 4, 1940.
Усенко І. С., Амфіболіти та граніти р. Чортомлик, Геол журн. АН УРСР, т. VIII, вип. 2, 1946.
Усенко І. С., Дайкові породи Криворізького району, Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, в. 2, 1946.
Усенко І. С., Діабази р. Базавлук, Геол. журн. АН УРСР, т. VIII, вип. 2, 1946.
Усенко І. С., До геології острова Зміїного, ДАН УРСР, № 4, 1947.
Усенко І. С., Діабази р. Мокрої Сури, Геол. журн. АН УРСР, т. IX, вип. 1—2, 1948.
Усенко И. С., Метабазиты Приднепровья (петрографическая характеристика), Изд-во Киевск. гос. ун-та, 1948.
Усенко І. С., Кристалічні породи північної частини Запорізької області, Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 3, 1951.
Усенко И. С., К истории формирования кристаллического фундамента Западного Приазовья, ДАН СССР, т. LXXXVII, № 5, 1952.

Усенко И. С., Кристаллические породы района строительства Южно-украинского канала, IX науч. сессия Киевск. гос. ун-та. Тез. докл., Секц. геол., 1952.
Усенко І. С., Про метаморфізм вугілля Донбасу, Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вип. 1, 1952.
Усенко І. С., Стратиграфія кристалічних порід західного Приазов'я, Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вип. 3, 1952.
Усенко И. С., Ямниченко И. М., Следы юрского вулканизма в северо-западной части Донецкого бассейна, ДАН СССР, т. LXXXV, № 2, 1952.
Усенко І. С., Про жильні породи Українського кристалічного масиву, Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вип. 4, 1952.
Усенко І. С. і Ямниченко І. М., Юрські туфогенні породи північно-західного продовження Донбасу, Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вип. 2, 1952.
Усенко И. С., Архейские метабазиты и ультрабазиты Украинского кристаллического массива, Изд-во АН УССР, 1953.
Усенко И. С., Новые данные о дайково-эффузивных породах южной окраины Донбасса, X науч. сессия Киевск. гос. ун-та. Тез. докл., Секц. геол., 1953.
Усенко И. С., О возрастных соотношениях дайково-эффузивных пород Украинского кристаллического массива, ДАН СССР, т. LXXXVIII, № 3, 1953.
Усенко И. С. и Бернадская Л. Г., О вулканизме Днепровско-Донецкой впадины, Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1954.
Усенко И. С., О ранних этапах формирования Украинского кристаллического массива, ДАН СССР, т. XCV, № 5, 1954.
Усенко І. С., Про стратиграфію Українського кристалічного щита, Геол. журн. АН УРСР, т. XV, вип. 4, 1955.
Усенко К. С., Матеріали до вивчення копальної четвертинної наземної і солодководної фауни молюсок на території Полтавщини, Зап. н-д. ін-ту геол. при Харк. держ. ун-ті, т. V, вип. 2, 1935.
Усенко К. С., Геологическое описание долин правых притоков бассейна реки С. Донца от г. Изюма до устья, Геол. очерк басс. р. Донца, ОНТИ, 1936.
Усенко К. С., Полтавский ярус северо-западных окраин Донбасса, Уч. зап. Харк. держ. ун-ту. Зап. геол. ф-ту, т. LVII, 1955.
Успенская Н. Ю., Случай высокого нахождения морских ракушечников на Южном побережье Крыма, Тр. Ленингр. о-ва ест., т. LVII, вып. 1, 1927.
Успенская Н. Ю., Образование месторождений нефти и газа на платформах, Происхождение нефти и природного газа (Сб. под ред. А. В. Топчиева и др.), изд. Бюро техн.-эконом. информ. ЦИМТНефти, М., 1947.
Успенська Ю. М., До питання про стратифікацію харківського поверху в околицях Харкова, Труди Харк. т-ва досл. природи, т. 54, 1930.
Успенская Ю. М. и Соболев Д. Н., Геологический и геоморфологический очерк долины р. Оскола, Геол. очерк бассейна р. Донца, ОНТИ, 1936.
Успенская Ю. М., Фауна куяльника в окрестностях Алешек, Зап. н.-и. ин-та геол. при Харьк. гос. ун-те, т. VI, 1938.
Успенская Ю. М., Материалы к изучению диатомовых водорослей Харьковского яруса Донецкого шельфа, Уч. зап. Харьк. гос. ун-та, т. XXVI, Зап. н.-и. ин-та геол., т. 9, 1948.
Устиновський Ю. Б. і Макухіна Г. О., До питання про вік рожевих та м'ясочервоних порфіровидних гранітів басейну р. Мокрої Волновахи, Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вип. 1, 1952.
Устиновський Ю. Б., До питання про межу між девоном і карбоном на південних окраїнах Донбасу, Геол. журн. АН УРСР, т. XIV, вип. 3, 1954.
Фаас А. В., О присутствии мэотических отложений в пределах Криворожского района, Зап. СПБ. минер. о-ва, 2 серия, т. 40, (Проток. засед.), 1902.
Фаас А. В., Материалы по геологии третичных отложений Криворожского района, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 10, 1904.
Фаас А. В., Rhynchopygus donetzensis n. sp. из верхнемеловых отложений бассейна р. Сев. Донца, Ежег. Русск. палеонт. о-ва, т. II, 1917.
Фавр И. В., Меловые окаменелости Славяно-Сербского уезда Екатеринославской губернии, Тр. о-ва испыт. природы при Харьк. ун-те, т. XXXVIII, вып. II, 1903, Харьков, 1904.
Фаловський О. О., Про порівняльну оцінку обводненості буровугільних родовищ Дніпровського басейну, Геол. журн. АН УРСР, т. X, вип. 2, 1950.
Фаловський О. О., Про деякі особливості структури буровугільних покладів, Геол. журн. АН УРСР, т. X, вип. 3, 1950.
Фаловський О. О., Загальна характеристика Центрального гідрогеологічного району Дніпровського буровугільного басейну, Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 2, 1951.
Федоров А. Н., Характеристика газоносности Керченско-Таманского района, Природные газы, сб. 4—5, 1932.
Федоров С. Ф., Грязевые вулканы Крымско-Кавказской геологической провинции и диапиризм. Результаты исследований вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции, Изд-во АН СССР, М.—Л., 1939.

Федоров С. Ф., Новые данные по генезису нефтяных м-ний, ДАН СССР, т. LXXXVIII, № 1, М., 1953.
Федорович Б. А., О возрастных соотношениях изверженных пород Крыма, Изв. АН СССР, VI сер., т. XXI, № 1—2, 1927.
Федорович Б. А., О пестрых рухляках Крыма, ДАН СССР, сер. А, № 2, 1928.
Федорович Б. А., К вопросу о террасах в долинах Качи и Алмы в Крыму, изв. АН СССР, сер. VII, № 3, 1929.
Федоровский А. С., Находка ископаемого китообразного в Змиевском уезде Харьковской губ., Тр. Харьк. о-ва испыт. прир., т. XLV, 1912.
Федоровский А. С., К вопросу о мощности меловой толщи в Харькове, Тр. Харьк. о-ва испыт. прир., т. XLIX, 1916.
Федоровский А. С., Геологический очерк Харьковской губернии, Изд-во «Союз» Харьк. кредитн. союза кооперативов, Харьков, 1918.
Федотов Д. М., Каменноугольные пластинчато-жаберные моллюски Донецкого бассейна, Тр. Главн. геол.-разв. упр., вып. 103, 1932.
Федченко Г. П., О самосадочной соли и соляных озерах Каспийского и Азовского бассейнов, Изв. о-ва любит. ест., антропол. и этногр., вып. V, М., 1870.
Фелькнер, Исследование почвы по берегу Днепра между городами Александровском и Никополем, Горн. журн., ч. IV, 1852.
Феофанова Ю. М., К изучению верхнетретичных мшанок Молдавии и Крыма, Бюлл. МОИП, т. 28, вып. 3, 1953.
Феофилактов К. М., О кристаллических породах губерний: Киевской, Волынской и Подольской, Тр. Ком., высоч. учрежд. при Киевск. ун-те для описания губ. Киевск. учебн. округа, т. I, 1851.
Феофилактов К. М., О юрских и меловых осадках Киевской губ., Тр. Ком., высоч. учрежд. при Киевск. ун-те для описания губ. Киевск. учебн. округа, т. I, 1851.
Феофилактов К. М., О результатах геологических исследований в Киевской губ., Тр. 1-го съезда русск. ест. в Петербурге, Проток. засед., отд. геол. и минер., СПБ, 1868.
Феофилактов К. М., Геогностическая карта Киевской губ., Киев, 1872.
Феофилактов К. М., Литологические свойства и рядовое положение пород в каменоломне с. Исачек, Тр. Харьк. о-ва испыт. прир., т. IX, (Проток. засед. за 1874 г.), 1875.
Феофилактов К. М., Некоторые данные о делювиальных образованиях в Лубенском уезде Полтавской губ., Тр. о-ва испыт. прир., т. IX, (Проток. засед. за 1874 г.), 1875.
Феофилактов К. М., О местонахождении кремневых орудий человека вместе с костями мамонта в с. Гонцах Лубенского уезда, Тр. Харьк. о-ва испыт. прир., т. IX, (Проток. засед. за 1874 г.), 1875.
Феофилактов К. М., О делювиальных образованиях в Киевской и Полтавской губ., Тр. СПБ. о-ва ест., т. VII, 1876.
Феофилактов К. М., Об отношениях лабрадоритовой породы к ортоклазовым гранитам в Киевской губ., Тр. СПБ. о-ва ест., т. VII, 1876.
Феофилактов К. М., О построении Исачковского бугра в Лубенском уезде Полтавской губ., Тр. СПБ. о-ва ест., т. VII, 1876.
Феофилактов К. М., Отчет о геологической экскурсии в уездах Радомысльском (Киевск. губ.) и Житомирском (Волынск. губ.) в 1877 г., Зап. Киевск. о-ва ест., т. V, вып. 2, 1878.
Феофилактов К. М., Геологические исследования в Лубенском уезде Полтавской губ., Зап. Киевск. о-ва ест., т. VI (I), вып. 1, 1880.
Феофилактов К. М., К вопросу об артезианских колодцах в Киеве, Зап. Киевск. о-ва ест., т. VIII, вып. 2, (Проток. общ. собр. за 1886 г.), 1887.
Феофилактов К. М., По поводу возражения Армашевского на сообщение Тутковского «О фауне пестрых глин с. Чаплинки (Киевской губ.)», Зап. Киевск. о-ва ест., т. VIII, вып. 2, (Проток. общ. собр. за 1886 г.), 1887.
Феофилактов К. М., Введение в геологическое описание Киевской губернии (краткий исторический очерк геологических исследований), Зап. Киевск. о-ва ест., т. XIX, 1905.
Феофилова А. П., К вопросу о классификации циклов осадконакопления в угленосной толще Донецкого бассейна, ДАН СССР, т. XCIV, № 5, 1954.
Феофилова А. П. и Яблоков В. С., Особенности строения песчаных толщ аллювиального генезиса в свитах $C_2^5 - C_2^6 - C_2^7$ Центрального района Донбасса, Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 151, 1954.
Ферсман А. Е., К минералогии Симферопольского уезда, Изв. Акад. наук, VI сер., т. I, № 9, 1907.
Ферсман А. Е., Материалы к исследованию цеолитов России, ч. I, Тр. Геол. музея Акад. наук, т. II, вып. 6, 1908.
Ферсман А. Е., Химическая жизнь Крыма в ее прошлом, Зап. Крымск. о-ва ест., т. IV, 1914.

Ферсман А. Е., К геолого-минералогическому обследованию Сакского озера, Мат. КЕПС'а, № 28, 1919.
Ферхлин А. Р., Материалы к оценке земель Полтавской губ., вып. 8. Кобелякский уезд, СПБ, 1891.
Филиппов Е. П., Природные условия Керченского полуострова, Керченская проблема, Крымоблиздат, 1933.
Филиппова М. Ф., Девон центральных областей Русской платформы, Девон Русской платформы (сб. докл.), изд. ВНИГРИ—Гостоптехиздат, Л.—М., 1953.
Флаш Евг., О геогностическом образовании Ново-Российских степей и о происходящих из онаго вероятностях относительно обращения подземных вод, Горн. журн., ч. IV, кн. 12, 1832.
Флоров Н., Материалы для характеристики лесса и почвенного покрова Киевской лесостепи, Мат. иссл. почв и грунтов, вып. 1, 1916.
Фомичев В. Д., Кораллы Rugosa и стратиграфия средне- и верхнекаменноугольных и пермских отложений Донецкого бассейна, Тр. ВСЕГЕИ, М., 1953.
Фоменко В. І. і Панченко С. А., Вивчення вугілля з непромислових шарів Донбасу, Геол. журн. АН УРСР, т. VII, вип. 4, 1940.
Формозова Л. Н., Глауконитовые пески урочища Кызыл-Сай, Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 112. геол. сер., № 38. 1949.
Фотиади Э. Э., К вопросу строения докембрийского складчатого основания Русской платформы, ДАН СССР, т. LVII, № 8, 1947.
Фохт К. К., О третичных отложениях юго-западного Крыма, Тр. СПБ, о-ва ест., т. XIX, 1888.
Фохт К. К., О геологическом строении Евпаторийского плато., Тр. СПБ, о-ва ест., т. XX, 1889.
Фохт К. К., О белых третичных мергелях Крыма, Тр. СПБ. о-ва ест., т. XXI, вып. 1, Протоколы, 1891.
Фохт К. К., Об условиях залегания нижнего отдела крымского эоцена (нуммулитовых образований), Тр. СПБ. о-ва ест., т. XXI, вып. 1, 1891.
Фохт К. К., Третичные отложения Крымского полуострова, Тр. СПБ. о-ва ест., т. XXI, вып. 5, 1893.
Фохт К. К., О древнейших осадочных образованиях Крыма, Тр. СПБ. о-ва ест., т. XXXII, вып. 1, 1901.
Фредерикс Г. Н., Стратиграфические заметки. Возраст некоторых каменноугольных отложений, Геол. вестн., т. V, № 1—3, 1926.
Фредерикс Г. Н., Возраст каменноугольных отложений Петровского купола, Изв. Геол. ком., т. 45, № 6, 1927.
Фредерикс Г. Н., Четвертинні рухи земної кори, Зб. пам'яті Тутковського, т. 1, 1931.
Фрейвальд Ю. И., Кремнисто-железистые породы низовьев р. Каменки, Віcн. Укр. район. геол.-разв. упр., вип. 16, 1931.
Фридланд В. М., Древние коры выветривания в Закарпатской области УССР и формирующиеся на них почвы, ДАН СССР, т. LXXI, № 2, 1950.
Фукс Н. К., Условия накопления угольных пластов в западной части Донецкого бассейна и влияние этих условий на свойства угля (Тез. докл.), Тр. XVII сесс. Междун. геол. конгр. 1937 г., т. 1, М., 1939.
Фурман Е. П., О минералогии фосфоритовых месторождений Приднестровья, Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 1, Изд-во Львовск. ун-та, 1954.
Фурсенко А. В., О верхнедевонских отложениях Припятского Полесья, ДАН СССР, т. XC, № 2, 1953.
Хабаков А. В., Очерки по истории геологоразведочных знаний в России, ч. 1, изд. МОИП, М., 1950.
Ханин А. А., К вопросу о генезисе сарматских газов западного Приазовья, ДАН СССР, т. LXII, № 3, 1948.
Ханин А. А., I. Стратиграфия и тектоника Западного Приазовья, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 24, вып. I, 1949.
Хатунцева А. Я., Деякі випадки високотемпературних заміщень кордієриту, Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, вип. 1, 1953.
Хворова И. В., История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы, Тр. Палеонт. ин-та, т. XLIII, кн. 2, 1953.
Хлопин В. Г., Бор и его соединения, Мат. для изуч. естеств. произв. сил России, вып. 33, 1919.
Ходюш Л. Я., Про походження акцесорного хроміту в тальковому горизонті Кривого Рогу, Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, вип. 4, 1953.
Хойна И. И и Козырев Д. П., Опыт химического исследования Одесского лесса, Зап. Крымск. горного клуба 1896 г., № 11—12, Одесса, 1897.
Хоменко И. П., К вопросу о возрасте песчано-галечных отложений окрестностей г. Тирасполя, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. XXXII, 1908.
Хоменко И. П., Меотическая фауна с. Тараклеи Бендерского уезда, Тр. Бессараб. о-ва ест. и любит. естествозн., т. V, 1914.
Хоменко И. П., Открытие руссильонской фауны и другие результаты геологических наблюдений в южной Бессарабии. Предварительное сообщение, Тр. Бессараб. о-ва ест. и любит. естествозн., т. VI, 1914.
Хоменко И. П., Остатки послетретичных млекопитающих из окрестностей села Андрусовки, Александрийского уезда, Херсонской губ., Мат. по исслед. почв и грунтов Херс. губ., вып. 6, Одесса, 1915.
Хоменко И. П., Руссильонский ярус в среднем плиоцене Бессарабии и его значение для познания возраста балтских песков и куяльницких отложений. Предварительное сообщение, Тр. Бессараб. о-ва ест. и любит. естествозн., т. VI, 1915.
Хоменко И. П., Геологические исследования Вознесенского уезда и сопредельных частей Николаевского и Одесского уездов, Изв. геол. бюро при науч.-техн. совете Одесского губисполкома, 1922.
Хорева Б. Я., К проблеме генезиса гранитов Криворожья, сб. «Петрология и минералогия рудных районов СССР», Тр. ВСЕГЕИ, 1952.
Хорошевский В., О геологических работах, произведенных в последнее время в Полесьи, Горн. журн., вып. 2, т. II, № 6, 1879—1881.
Худяев И. Е., Об определении возраста древних оползней Южного берега Крыма, Тр. 1-го Всес. гидрогеол. съезда, сб. III, 1933.
Худяев И. Е., Материалы по геоморфологии оползневых районов Южного берега Крыма, Мат. ЦНИГРИ. Гидрогеология, Сб. работ Крымск. оползн. станции, № 4, 1934.
Цапенко І. І., До питання про перспективи водопостачання правобережної частини Молдавської РСР та Ізмаїльської області, Геол. журн. АН УРСР, т. IX, вип. 1—2, 1948.
Цапенко М. М., Меловые отложения БССР, Изв. АН БССР, сер. геол., № 2, 1947.
Цапенко М. М., Стратиграфическая схема четвертичных отложений БССР с генетическими индексами, изд. Ин-та геол. наук АН БССР, 1950.
Царовський І. Д., Маріуполіти і зв'язані з ними пегматити, Геол. журн. АН УРСР, т. VI, вип. 4, 1940.
Царовский И. Д., О характеристике остаточной кристаллизации Октябрьского (Мариупольского) щелочного массива, ДАН СССР, т. LVII, № 5, 1947.
Царовский И. Д., К вопросу о генетических взаимоотношениях гранитов Восточного Приазовья, ДАН СССР, т. LXII, № 3, 1948.
Царовский И. Д., О возрасте сиенитового комплекса Юго-Востока УССР, ДАН СССР, т. LXXV, № 5, 1950.
Царовский И. Д., Типы геологических структур щелочных пород УССР, Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1954.
Цебриков В. М., Геологические исследования ЮЗ от Карасу-Базара, Изв. Геол. ком., т. XXII, № 4, 1903.
Цитович К. А., О некоторых келловейских аммонитах Крыма и Мангишлака, Ежег. по геол. и минер. России, т. XIV, вып. 7—8, 1912.
Цитович К. А., Новые данные к стратиграфии келловея в районе Каневских дислокаций, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 11, 1928.
Цысь П. Н., Схема геоморфологического районирования западных областей Украинской ССР, Уч. зап. Львовск. гос. ун-та, т. XVIII, геогр. сб., вып. 1, 1951.
Цысь П. Н., Основные итоги и дальнейшие задачи геоморфологического изучения Советских Карпат, Наук. зап. Львівськ. держ. ун-ту, т. XXVIII, геогр. зб., вип. 2, 1954.
Чернецький І. П., Нові дані про верхньокрейдяні і палеогенові відклади Сумського району, Геол. журн. АН УРСР, т. VII, вип. 4, 1940.
Чернецкий И. П., Фауна верхнемеловых и палеогеновых отложений Сумского района, Наук. зап. Сумськ. держ. пед. ін-ту, т. 1, 1941.
Черногорова Н. В., К вопросу о петрографии «карпатской гальки», Вестн. Укр. отд. Геол. ком., вып. 13, 1929.
Чернышев Б. И., Ostracoda из каменноугольных отложений Донецкого бассейна и некоторых других районов России. Заметка о Leperditia из нижнего отдела каменноугольной подсистемы, Изв. Екатерин. горн. ин-та, 1924.
Чернышев Б. И. и Родыгин Н. А., Новое местонахождение меловой системы в Донецком бассейне, Инж. работник, № 4, 1925.
Чернышев Б. И., О карстовых явлениях в Донецком бассейне, Землеведение, т. XXVIII, вып. 3—4, 1926.
Чернышев Б. И., Заметка о представителях Xiphosura из Донецкого бассейна, Изв. Геол. ком., т. 46, № 7, 1927.
Чернышев Б. И., Еще о Phyllopoda и Xiphosura Донецкого бассейна, Изв. Геол. ком., т. 47, № 5, 1928.
Чернышев Б. И., Carbonicola, Anthracomya и Najadites Донецкого бассейна, Тр. Главн. геол.-разв. упр., вып. 72, 1931.
Чернышев Б. И., Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета VIII-21. Районы ст. Иловайская, Мостино, изд. Всес. геол.-разв. объед., 1932.
Чернишов Б. І., Новик К. О., Шульга П. Л., До стратиграфії кам'яновугільних відкладів північно-західного сектора Великого Донбасу за матеріалами свердловин, Зб. праць з палеонт. та стратигр., т. І, вид. Ін-ту геол. наук АН УРСР, Київ, 1947.

Чернишов Б. І., Новий рід Taxodonta з кам'яновугільних відкладів Донецького басейну, Зб. праць з палеонт. та стратигр., т. I, вип. 2, Вид-во АН УРСР, 1948.
Чернышев Б. И., Anthraconaia із Донецького басейну, Геол. журн. АН УРСР, т. IX, вип. 1—2, 1951.
Чернышев Ф. Н., Указание на присутствие девона в Донецком бассейне, Горн. журн., ч. 1, 1886.
Чернышев Ф. Н., Месторождение цинковых и свинцовых руд в Нагольном кряже, Горн. журн., ч. 1, № 1, 1893.
Чернышев Ф. Н. и Лутугин Л. И., Донецкий бассейн, Изв. о-ва горн. инж., № 11—12, 1897.
Чернышева Л. П., О топазах Волыни, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 6, 1952.
Чигуряева А. А., О споро-пыльцевом комплексе Крынки, Тр. Конф. по споро-пыльц. анализу 1948 г., Изд-во МГУ, 1950.
Чигуряєва А. А., Матеріали до вивчення еоценової флори України за даними пилкового аналізу, Ботан. журн. АН УРСР, т. VIII, № 1, 1951.
Чирвинская М. В., О характере соотношения стратиграфических комплексов осадочной толщи Днепровско-Донецкой впадины, ДАН СССР, т. XCIV, № 5, 1954.
Чирвинский В. Н., Основные черты тектоники Полтавской, Харьковской, Черниговской и Курской губерний, Ежег. по геол. и минер. России, т. XIV, вып. 7—8, 1912.
Чирвинский В. Н., Материалы к познанию химического и петрографического состава ледниковых отложений юго-западной России, в связи с вопросом о движении ледникового покрова, Киев, 1915.
Чирвинский В. Н., Глиняные катуны и сидериты из окрестностей Канева и Трактемирова Киевской губ., Віс. Укр. відд. Геол. ком., вип. 5, 1924.
Чирвинский В. Н., О некоторых особенностях в залегании киевского мергеля на фосфоритовых песках в районе правобережья Днепра между Трипольем и Трактемировым, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 5, 1924.
Чирвінський В. М., Відчит про стан і діяльність Укр. відділу Геологічного комітету від 1 жовтня 1924 року до 1 жовтня 1925 р., Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 7, 1926.
Чирвинский В. Н., Новый массив рапакиви на юге б. Киевской губ., Вестн. Геол. ком., № 8—9, 1926.
Чирвинский В. Н., Химико-петрографическое исследование киевского мергеля (спондиловой глины) и его гомологи среди современных морских отложений, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вип. 8, 1926.
Чирвинский В. Н., О некоторых эффузивных породах Волыни из пределов б. Новоград-Волынского и Житомирского уездов и о зоне разлома в северо-западной части Украинской кристаллической полосы, Вісті Укр. відд. Геол. ком., вип. 11, 1928.
Чирвинский В. Н., О связи между высотой залегания кристаллических пород и современным рельефом в р-не Умань — Звенигородка, Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вып. 11, 1928.
Чирвінський В. М., Про долини, що прорізують вододіли Буга і Дніпра в верхів'ях Гірського Тикича, Бюл. Укр. відд. Геол. ком., № 1—2, 1929.
Чирвинский В. Н., Ксенолиты, эруптивные брекчии и явления ассимиляции в докембрийских породах Киевской губ. и прилегающих частей Подолии, Вісн. Укр. район. геол.-розв. упр., вип. 14, 1929.
Чирвинский В. Н., К истории Днепровской долины, Вісн. Укр. район. геол.-розв. упр., вип. 16, 1931.
Чирвинский В. Н., Геологическое строение территории Киева и его окрестностей и общая характеристика четвертичных отложений. Путеводитель экскурсий II конф. АИЧПЕ, 1932.
Чирвінський В. М., Про найдавніші лівобережні тераси Дніпра на дільниці між Києвом і Золотоношею, Четверт. період, № 3, 1932.
Чирвінський В. М., Деякі спостереження над швидкістю росту яру в р-ні Пушкінського парку в Києві, Геол. журн. АН УРСР, т. I, вип. 2, 1934.
Чирвінський В. М., Конуси розвіювання провідних валунів у межах східної Прибалтики та Європейської частини СРСР і їх тлумачення в зв'язку з питанням про рух материкового льоду, Четверт. період, вип. 10, 1935.
Чирвинский В. Н. и Сябряй В. Т., Материалы к познанию буроугольных месторождений УССР, ч. 1, Киев, 1935.
Чирвинский В. Н., К вопросу о стратиграфии докембрия Украинского кристаллического массива, Сб. «Акад. В. И. Вернадскому», т. II, Изд-во АН СССР, 1936.
Чирвинский В. Н., Район Киева. Путевод. XVII геол. конгр., сб. «Южная экскурсия, Украинская ССР», ОНТИ, 1937.
Чирвинский В. Н., Материалы к познанию буроугольных месторождений УССР, ч. II и ч. III, Гостехиздат, Харьков, 1939.
Чирвінський В. М., Геологія узбережжя Гірського Тікіча на Київщині, Геол. журн. АН УРСР, т. VI, вип. 4, 1940 и т. VII, вип. 3, 1940.
Чирвинский П. Н., Об анапаите и других минералах из рудных пластов Керченского и Таманского п-вов, Ежег. геол. и минер. России, т. VII, № 1, 1904—1905.
Чирвинский П. Н., Геологическое описание четырех буровых скважин Черниговской губ., Ежег. по геол. и минер. России, т. VIII, отд. I, 1905—1906.
Чирвинский П. Н., Заметка о грязевых сопках Керченского полуострова, Зап. Киевск. о-ва ест., т. XX, вып. 3, 1907.
Чирвинский П. Н., Основные черты тектоники Харьковской, Черниговской и Курской губ., Ежег. по геол. и минер. России, т. XIV, вып. 7—8, 1912.
Чирвинский П. Н., К вопросу о возрасте вулканических извержений в Крыму, Ежег. по геол. и минер. России, т. XV, вып. 8—9, 1913.
Чирвинский П. Н., Геологическое строение правобережной полосы по р. Сейму в пределах Курской губ., ч. 1—2, Зап. Киевск. о-ва ест., т. XXIII, 1913.
Чирвинский П. Н., Орлов Н. А., К минералогии Кавказа и Крыма, Ежег. по геол. и минер., т. XVI, вып. 9, 1914.
Чирвинский П. Н., Изверженные породы, вулканические брекчии и туфы Карадага в Крыму, Изв. Донск. политехн. ин-та, т. V, 1946.
Чирвинский П. Н., Петрографические исследования темных песков с северного побережья Азовского моря, Зап. Росс. минер. о-ва, 2 сер., т. LIV, вып. 1, 1925.
Чирвинский П. Н., Количественная химико-минералогическая характеристика средних составов осницких гранитов УССР, ДАН СССР, т. XCII, N 4, 1953.
Чирвинский П. Н., Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород, изд. Львовск. геол. о-ва, 1953.
Чириков А. Д., Медные руды Донецкого бассейна, Зап. Харьк. отд. Русск. техн. о-ва, вып. 2 и 3, 1882.
Чихачев С. И., О дополнении палеозоя рифейской системой, Сов. геол., сб. 40, 1949.
Чурин Н., О халцедонах Кара-Дага, Рудн. вестн., № 1—4, 1918.
Чухров Ф. В., Об анапаите на Керченском полуострове, Тр. Ломоносовск. ин-та АН СССР, т. V, вып. 7, Минер. серия, 1936.
Чухров Ф. В., О пирротине и пирите в Керченских рудах и о некоторых общих вопросах генезиса сульфидов железа, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1936.
Чухров Ф. В., К минералогии и геохимии бария в осадочных породах в связи с изучением керченских баритов, Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1937.
Шавло С. Г., Основные жильные породы Среднего Приазовья, Наук. зап. Днепропетр. гос. ун-та, т. XXVII, вып. 2, 1941.
Шайдеров А., О характере брекчий и условиях образования Ченгелекской складки, Нефт. хоз., т. XVIII, № 3, 1930.
Шалыт Е. С., К литологии и генезису медистых песчаников Донбасса, Мат. по геол. и гидрогеол., сб. № 1 за 1939 г., Госгеолиздат, М.—К., 1940.
Шамека І. Т., Попереднє повідомлення про роботу Роменської нафтової партії Інституту геології в 1936 р., Геол. журн. АН УРСР, т. III, вип. 3—4, 1937.
Шамека И. Т., О нефтеносности Роменского соляного купола и прилегающих к нему районов, Тр. Нефт. конфер. 1938 г., Изд-во АН УССР, 1939.
Шамека И. Т., Тектоника и нефтеносность Днепровско-Донецкой впадины, Тр. науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.
Шарапов И. С., К вопросу о границе перми и карбона Донбасса, Сов. геол., № 1, 1941.
Шарапов И. С., Об условиях образования соляных структур в центральной части Днепровско-Донецкой впадины, Сов. геол., № 5, 1941.
Шарапов И. С., Основные геологические результаты работ в Днепровско-Донецкой впадине, Тр. науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Изд-во АН УССР, 1949.
Шарапов И. С., Северные окраины Донецкого бассейна и Придонецкий краевой прогиб, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 28, вып. 3, 1953.
Шатский Н. С., О тектонике северной части Донецкого бассейна, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. II, вып. 3, 1924.
Шатский Н. С., Стратиграфия и тектоника верхнемеловых и нижнетретичных отложений северной окраины Донецкого кряжа, Тр. Особ. комисс. по иссл. КМА, вып. V, 1924.
Шатский Н. С., К вопросу о происхождении роменских гипсов и пород Исачковского холма на Украине, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. IX, вып. 3—4, 1931.
Шатский Н. С., Схема тектоники СССР, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XI, вып. 4, 1933.
Шатский Н. С., О тектонике Восточно-Европейской платформы, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 15, вып. I, 1937.
Шатский Н. С., Происхождение Донецкого бассейна, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 15, вып. 4, 1937.
Шатский Н. С., На теоретическом фронте советской геологии. Сов. геол., т. IX, № 8, 1939.
Шатский Н. С., Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1946.
Шатский Н. С., Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ, Изв. АН СССР. сер. геол., № 6, 1946.

Шатский Н. С., О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнем палеозое, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1952.
Шафонский, Черниговского наместничества топографическое описание с кратким географическим и историческим описанием Малыя России, Киев, 1851.
Швец Ф. П., Фауна чокракского известняка Керченского полуострова, Зап. минер. о-ва, ч. 49, 2 сер., 1912.
Швец Ф. П., Предварительный отчет о гидрогеологических исследованиях в западной части Александрийского уезда Херс. губ., произведенным летом 1914 г., Ежегодн. по геол. и минер. России, т. XVII, вып. 6—8, Харьков, 1917.
Шехунов В. С., К вопросу о метаморфизме углей, Пробл. сов. геол., т. VIII, № 3, 1938.
Широков А. З., О мощности отложений Донецкого карбона, Сов. геол., № 12, 1938.
Широков А. З., О закономерности распределения осадков в Донецкой геосинклинали. Сов. геол., № 7, 1940.
Широков А. З., Про структуру Донецького басейну, Геол. журн. АН УРСР, т. VII вип. 4, 1940.
Широков А. З., Геологическая закономерность распространения угольных пластов в Донецком бассейне, Большой Донбасс, Сб. статей, Госгеолиздат, М.—Л., 1941.
Широков А. З., Нестеренко П. Г., О взаимоотношении Украинского кристаллического массива с палеозоем Донбасса, Изв. Днепропетр. горн. ин-та, т. XXI, 1952.
Шкабара М. Н., Новые данные по цеолитам Крыма, Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 31, 1940.
Шмальгаузен И. И., Материалы к третичной флоре юго-западной России, Зап. Киевск. о-ва ест., т. VII, вып. 2, 1884.
Шмальгаузен И. И., О девонских растениях Донецкого каменноугольного бассейна, Тр. Геол. ком., т. 8, № 3, 1894.
Шмидт Ф. Б., О силурийских окаменелостях Подолии и Галиции, Тр. СПБ. о-ва ест., т. V, вып. II, 1874.
Шрейдер Г. Ф., Остракоды миоцена Крымско-Кавказской области, Пробл. палеонт., т. V, 1939.
Шрейдер Г. Ф., Фауна остракод из миоценовых отложений западной части Украины, Геологический сборник II. Гостоптехиздат, 1953.
Штебер Э., Происхождение нефти, Природа, февраль, 1915.
Штукенберг А. А., Об исследованиях в юго-западном Крыму, Тр. СПБ. о-ва ест., т. III, 1871.
Штукенберг А. А., Фауна сарматского известняка юго-западного Крыма, Тр. СПБ. о-ва ест., т. IV, вып. I, 1872.
Штукенберг А. А., Геологический очерк Крыма, Мат. для геол. России, т. V, 1873.
Штукенберг А. А., О кристаллических породах Крыма, Тр. СПБ. о-ва ест., т. V, № 2, 1874.
Шульга-Осауленко П. Л., До стратиграфії і палеонтології меотису півдня УРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. III, вип. 3—4, 1936.
Шульга-Осауленко П. Л., Меотичні відклади пониззя р. Інгульця та р. Дніпра, Мат. до палеонт. і стратигр. УРСР, 1936.
Шульга П. Л., О возрасте пестроцвета Роменских скважин, Мат. по нефт. Днепр.-Донецк. впадины, вып. 1, Изд-во АН УССР, 1941.
Шульга П. Л., О пластинчатожаберных из каменноугольных отложений скважин Большого Донбасса и района Ромен, Мат. по нефтен. Днепр.-Донецк. впадины, вып. 1, Изд-во АН УССР, 1941.
Шульга П. Л., О палеозое западной Волыни и юго-западной части Брестской области СССР, ДАН СССР, т. LXXX, № 1, 1951.
Шульга П. Л., Про вік найдавнішої аркозової товщі південно-західної окраїни Російської платформи, ДАН УРСР, № 4, 1952.
Шульга П. Л., Схема стратиграфії палеозою південно-західної окраїни Російської платформи (Волинь і Поділля), Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вип. 4, 1952.
Шульга П. Л., Основні етапи розвитку пелеципод в карбоні Галицько-Волинської западини, Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, вип. 4, 1953.
Шульга П. Л., О пелециподах в карбоне Галицийско-Волынской впадины и их стратиграфическом значении, Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1954.
Щеголев Д. И., Бахмутский (II) гидрогеологический район, Гидрогеол. очерк Донецкого бассейна. Сб. статей, изд. Главн. геол.-разв. упр., М.—Л., 1930.
Щеголев Д. И., Водная проблема Донецкого бассейна и конкретные пути ее разрешения, Водные богатства недр земли на службу социалистическому строительству. Тр. I всес. гидрогеол. съезда, сб. 3, 1933.
Щеголев Д. И., Гринев В. Я., Синягин Г. П. и Метельников М. Д., Перспективы водоснабжения Донбасса. Сб. статей под ред. Д. И. Щеголева, Изв. Всес. геол.-разв. объед., 1934.
Щекіна Н. О., Флора бучакського віку на території України за даними спорово-пилкових досліджень, Ботан. журн., т. X, № 1, 1958.

Щербаков Д. И., Материалы по петрографии Крыма, Изв. СПБ. политехн. ин-та, т. XXI, вып. 2, 1914 и т. XXIII, 1915.
Щербаков Д. И., К строению западной части Южного берега Крыма, Тр. Ленингр. о-ва ест., геол. отд., 1923.
Щербаков Д. И., Задачи изучения полиметаллического оруденения в Донбассе, Цветные металлы, № 4, 1938.
Эберзин А. Г., К стратиграфии надрудных слоев Камыш-Буруна (Керченский полуостров), Изв. Геол. ком., т. 48, № 10, 1929.
Эберзин А. Г., Элементы акчагыльской фауны в восточном Крыму и западной части Керченского полуострова, Изв. АН СССР, № 3, 1931.
Эберзин А. Г., Геологические исследования железорудных месторождений Керченского полуострова, Тр. Всес. геол.-разв. объед., вып. 325, 1933.
Эберзин А. Г., О пластах Чауды Таманского полуострова, ДАН СССР, № 8—9, 1935.
Эберзин А. Г., Средний и верхний плиоцен Черноморской области, Стратиграфия СССР, т. XII, 1940.
Эберзин А. Г., Неоген Молдавской ССР, Науч. зап. Молдавск. н.-и. базы АН СССР, т. 1, 1948.
Эберзин А. Г., Солоноватоводные кардииды плиоцена СССР, ч. II, Тр. Палеонт. ин-та, т. XXXI, 1951.
Эберзин А. Г., О конгериевых фациях Бессарабии, ДАН СССР, т. LXXVII, № 5, 1951.
Эберзин А. Г., Викторова Р. Е. и Ковалевский С. А., Акчагыл в Молдавии, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 29, вып. 4, 1954.
Эдельштейн Я. С., Гидрогеологическое исследование (изучение подземных и родниковых вод) Славяносербского уезда Екатеринославской губ., с приложением заметки о полезных ископаемых, Харьков, 1895—1896.
Эйнгорн Л., Буровые скважины Мариупольского и Александровского уездов Екатеринославской губернии, VIII Съезд русск. ест., отд. IV, 1890.
Эйхвальд Э. И., Орографический взгляд на Валахию, Молдавию и Бессарабию, Горн. журн., № 5—6, 1827.
Эйхвальд Э. И., Геогностические наблюдения во время путешествия по Литве, Волыни и Подолии, т. II, 1830.
Эйхвальд Э. И., Первобытный мир России, изд. СПБ. минер. о-ва, 1840.
Эйхвальд Э. И., Палеонтология России, нов. период, СПБ, 1850.
Эрганов А. А., Некоторые данные по гидрогеологии левого берега Днепра на протяжении от г. Запорожья до балки Карачокрак, Изв. Геол. ком., т. 47, (6), 1928.
Южная экскурсия. Крымская АССР. [Путевод. XVII сессии Междун. геол. конгр. под ред. А. С. Моисеева], ОНТИ, М.—Л., 1937.
Юнгерман А. Е., О возрасте древнейших пород Краснооскольского купола, Уч. зап. н.-д. ін-ту геол. Харк. держ. ун-ту, т. VII, кн. 16, 1939.
Юрк Ю. Ю., Виявлення нових районів поліметалічних родовищ Нагольного кряжа, Вісті АН УРСР, № 7—8, 1936.
Юрк Ю. Ю., Коротенька інформація про наслідки польових досліджень геологічної партії по рідким елементам Ін-ту геології АН УРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. III, вип. 3—4, 1937.
Юрк Ю. Ю., Прояви поліметалічного зруденіння на Амвросієвсько-Аграфеновському антиклінальному піднятті, Геол. журн. АН УРСР, т. IV, вип. 1, 1937.
Юрк Ю. Ю., Короткий звіт геологічної партії по дослідженню рідких елементів на Приазов'ї, Геол. журн. АН УРСР, т. V, вип. 1—2, 1938.
Юрк Ю. Ю., Вісмутові мінерали на Україні, ДАН УРСР, № 5, 1939.
Юрк Ю. Ю., Про знахідку молібденіту в Покровському р-ні Дніпропетровської області, Геол. журн. АН УРСР, т. VI, вип. 3, 1939.
Юрк Ю. Ю. і Брезер В. М., До геохімії рідких елементів гранітних пегматитів західного Приазов'я, Геол. журн. АН УРСР, т. VI, вип. 4, 1940.
Юрк Ю. Ю., Контактне взаємовідношення коростенського граніту з житомирським на Волині, Геол. журн. АН УРСР, т. IX, вип. 3, 1948.
Юрк Ю. Ю., О контакте между коростенским и житомирским гранитами на Волыни, ДАН СССР, т. LXI, № 6, 1948.
Юрк Ю. Ю., Про гранітні пегматити Волині, Геол. журн. АН УРСР, т. IX, вип. 1—2, 1948.
Юрк Ю. Ю., Сульфиды в гранитных породах Горного Тикича и Уманки, Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 3, 1949.
Юрк Ю. Ю., До характеристики уманського гранітного плутону, Геол. журн. АН УРСР, т. X, вип. 3, 1950.
Юрк Ю. Ю. и Рябоконь С. М., Об источниках рутила в аллювиальных отложениях, ДАН СССР, т. LXXIV, № 3, 1950.
Юрк Ю. Ю., Рябоконь С. М., Силіманіт у пегматитах Гнилого Тикичу, Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вип. 1, 1952.
Юрк Ю. Ю., Петрология уманского и аитоновского гранитных плутонов, Изд-во АН УССР, 1953.
Юрк Ю. Ю., О тетерево-бугской метаморфической серии и ее положении в стра-

тиграфии докембрия Украинской ССР, Сб. «Вопросы петрографии и минералогии», т. 1, Изд-во АН СССР, 1953.
Юрк Ю. Ю., Гранитные комплексы Украинского кристаллического массива, Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1954.
Юстус, Геологические наблюдения вдоль линии новой железнодорожной линии Херсон — Николаев, Зап. Новоросс. о-ва ест., т. XXXII, 1908.
Юшко С. А., Минералогические ассоциации и последовательность кристаллизации в рудных месторождениях Нагольного кряжа, Тр. МГРИ, т. XXIII, 1948.
Яворский В. И., Геологический очерк северо-восточной части Донецкого бассейна, Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 117, 1925.
Яворский В. И., Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета VI-32 и VI-33, изд. Геол. ком., 1929.
Яворский В. И., Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета VII-31, изд. Геол. ком., 1930.
Якжин А. А., Конгломераты из среднего отдела каменноугольной системы Нагольного кряжа, Сов. геол., № 3, 1941.
Якжин А. А., К металлогении Нагольного кряжа, Сов. геол., № 8, 1945.
Яковлев А. А., О характере кристаллических горных пород Крымского полуострова, Горн. журн., ч. III, 1881.
Яковлев А. В., К вопросу о происхождении крымских кристаллических горных пород, Зап. СПБ. минер. о-ва, сер. II, ч. 17, 1882.
Яковлев Е. К., Геологическое обоснование проектных работ Днепровского государственного строительства, Мат. к проекту проф. И. Г. Александрова, вып. VI, М., 1929.
Яковлев Н. Н., Геологические исследования, произведенные в северной части Донецкого каменноугольного бассейна в 1895 (Предварительный отчет), Изв. Геол. ком., т. 15, № 6, 1897.
Яковлев Н. Н., Дружковско-Константиновский антиклинал Донецкого каменноугольного бассейна (Предварительный отчет), Изв. Геол. ком., т. 16, № 4, 1897.
Яковлев Н. Н., Фауна некоторых верхнепалеозойских отложений России, Тр. Геол. ком., т. 15, № 3, 1899.
Яковлев Н. Н., Геологическая съемка Бахмутской котловины, Изв. Геол. ком., т. 18, № 2 за 1899 г., 1900.
Яковлев Н. Н., Заметка о верхнепалеозойских отложениях Донецкого бассейна и Самарской Луки, Изв. Геол. ком., т. 19, № 2, 1900.
Яковлев Н. Н., Палеозой Изюмского уезда, Харьковской губ., Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 42, 1908.
Яковлев Н. Н., Несколько замечаний по поводу статьи А. А. Борисяка «К вопросу о тектонике сев.-западной окраины Донецкого кряжа», Изв. Геол. ком., т. 28, 1909.
Яковлев Н. Н., Фауна верхней части палеозойских отложений в Донецком бассейне. III. Плеченогие, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 79, 1912.
Яковлев Н. Н., Материалы для геологии Донецкого бассейна (каменная соль, доломиты и медные руды), Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 94, 1914.
Яковлев Н. Н., Медистые песчаники Донецкого бассейна, Ест. произв. силы России, т. IV, 1917.
Яковлев Н. Н., О пластах каменной соли Донбасса, более глубоких, чем разрабатывавшиеся доныне, Вестн. Геол. ком., № 4 за 1925 г., 1926.
Яковлев Н. Н., Взаимоотношения перми и пермокарбона, Геол. вестн., т. IV, № 4—5, Л., 1927.
Яковлев Н. Н., О последних представителях рода Amplexus в русской перми и о распространении нижнепермских кораллов в Донбассе, Тр. ВСЕГЕИ. Палеонт. и стратигр. (сб. статей), 1953.
Яковлев С. А., О карте отложений четвертичной системы Европейской части СССР и сопредельных с ней территорий (м-ба 1 : 2 500 000), Тр. II Междун. конф. Ассоц. по изуч. четверт. периода, вип. 1, 1932.
Яковлев С. А., Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины, Госгеолтехиздат, 1956.
Ямниченко І. М., Вік наймолодших морських юрських відкладів у Дніпровсько-Донецькій западині, Геол. журн. АН УРСР, т. Х, вип. 4, 1950.
Ямниченко І. М., Каптаренко-Черноусова О. К., Ткаченко Т. О., Нижньоюрські відклади верхів'я р. Самари, Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 2, 1951.
Яншин А. Л., Геология Северного Приаралья, Мат. к познанию геол. строения СССР, Изд. МОИП, 1953.
Ярцева М. В., О некоторых новых фораминиферах из палеогеновых отложений УССР, Мат. по геол. и гидрогеол., № 4 за 1946 г., изд. Укр. геол. упр., Киев, 1947.
Ярцева М. В., До стратиграфії середньоміоценових відкладів Нікопольського району, Геол. журн. АН УРСР, т. Х, вип. 3, 1950.
Ястребова Л. А., Отчет о работах Крымской экспедиции КИМП, 1937, Уч. зап. МГУ, вып. XIX. География, 1938.

Яцко И. Я., Заметка о новых данных для сармата окрестностей гор. Рыбницы, Зап. Одесск. о-ва ест., т. 44, 1928.
Яцко И. Я., К вопросу об «ископаемых» реках в Западной Подолии, Тр. геоморф. ин-та, вып. 9, 1933.
Яцко І. Я., Про фауну хребетних з куяльницьких відкладів с. Крижанівки біля Одеси, Тр. Одеськ. держ. ун-ту, т. III, 1938.
Яцко И. Я., О пресноводном горизонте между понтическими и мэотическими отложениями юга УССР, ДАН СССР, т. XXV, № 9, 1939.
Abich H., Einleitende Grundzüge der Geologie der Halbinseln Kertsch und Taman, Mém. de l'Acad. Sc. St. Pétersbourg, t. IX, Sér. VII, N 4, 1865.
Abich H., Karten und Profile zur Geologie der Halbinseln Kertsch und Taman, Geologische Fragmente, Wien, 1887.
Agassiz L., Etudes critiques sur les mollusques fossiles, 1843.
Alth A., Wapień nizniowski i jego skamieniliny, Sprawozd. Kom. Fisiograficz, Kraków, 1883.
Andrusov D., Matejka A., Příspěvek ku geologii flyse v povodí Latorice a Vice v Podkarpatské Rusi, Věstn. Stát. geolog. ústavu Českoslov. Republiky, roč. VII, číslo 2, Praha, 1931.
Andrusov D., O vztahu východních Karpat ke Karpatům Západním, Věstn. Stát. geolog. ústavu Českoslov. Republiky, roč. IX, číslo 2, Praha, 1933.
Andrusov D., Sur la relation des Karpathes orientales avec les Karpathes occidentales, Věstn. Stát. geolog. ústavu Českoslov. Republiky, sv. IX, číslo 2, Praha, 1933.
Andrusov D., Geologické výzkumy v Podkarpatské Rusi v letech 1932—1934, Praha, 1936.
Andrusov D., Die neuen Auffassungen des Baues der Karpathen, Mitteil. d. Geol. Geselsch. in Wien, Bd. XXX, Wien, 1937.
Andrusov D., Etude géologique de la zone des klippes internes des Carpathes Orientales, Rospr. Stát. geolog. ústavu Českoslov. Republiky, sv. IX, Praha, 1938.
Athanasiu S., Geologische Beobachtungen der nordmoldavischen Ost-Karpaten, Verhandl. d. Geol. Reichsanstalt, Wien, 1899.
Athanasiu S., Morphologische Skizze der nordmoldavischen Karpathen, mit einem Überblick über Tektonik, Bucuresci institutu de Arte Grafice Carol. göbl. Buletinul societatil de seihte, Bucurecsi, 1899.
Bertrand M., Les excursions du septième Congrès géologique international en Russie, Bull. Soc. Géol. de France, 5 Sér., V. XXV, 1897.
Besser W., Zapisy w przedmiatach Historyi Naturalnej o Wolyniu, Podolu, Ukrainie i niektórych blizszych okolicach, Pamiętnik Farmaceutyczny Wilenski, Wilno, 1820.
Bieda F., Stratygrafja flyszu Karpat polskich na podstawie otwórnic, Rocz. Polsk. Tow. Geol., t. XVI, Kraków, 1946.
Blöde G., Beiträge zur Geologie des südlichen Russlands, N. Jahrb. f. Min., Geogn., Geol. u. Petr.-Kunde, 1841.
Blöde G., Geognostische Beschreibung des Gouvernements Charkow, Bull. Soc. Nat. de Moscou, N 1, 1841.
Blöde G., Geognostische Karte von Podolien und Bessarabien, entworfen im Jahre 1838, Bull. Soc. Nat. de Moscou, N 4, 1842.
Blöde G., Ergebnisse einer Reise von Charkow nach dem Donetz Leonards, N. Jahrb. f. Min., Geogn., Geol. u. Petr.-Kunde, H. 3, 1842.
Blöde G., Versuch einer Darstellung der Gebirgsformationssysteme im europäischen Russland, Bull. Soc. Nat. de Moscou, N 1, 1845.
Böhm B., Ryby kopalne trzeciorzędu Karpackiego, Sprawozd. Lwów. Tow. Naukowego, Lwów, 1929.
Böhm B., Stratygrafia trzeciorzędu Karpackiego na podstawie fauny rybiej, Pamiętnik I sjazdu Geol. naft. we Lwowie, Warszawa—Borysław—Lwów, 1930.
Böhm B., O tortonie przedgórza Karpat w okolicy Felsztyna (Sambor), Biul. P. I. G., Warszawa, 1939.
Brotzen F., Der tektonische Bau Westpodoliens und die dortigen Fundstädten fossiler Fische, D. Geol. Ges., Bd. 85, Berlin, 1933.
Bruderer W., Brzezne jednostki tektoniczne Polskich Karpat Wschodnich, Sprawozd. P. I. G., t. III, z. 3-4, Warszawa, 1926.
Bujalski B., Budowa geologiczna przedgórza Karpat Wschodnich między Zukwia a Kybnika, Sprawozd. P. I. G., t. VI, z. 2, Warszawa, 1930.
Chlebowski T., Budowa geologiczna okolic, położonych na SE of Turki nad Stryjem, Sprawozd. P. I. G., t. VIII, z. 2, Warszawa, 1935.
Cizancourt H., O budowie przedgórza Karpat Wschodnich, Stracja geol. Borysława, Biul. 12, 1925.
Czarnocki J., Kowalewski K., Torton górny i jego fauna z otworów wiertniczych okolic Daszawy, Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 23, Warszawa, 1932.
Czarnocki J., Stratygrafia miocenu u pd. Wschodniej cześci przedgórza Karpat

między rz. Prutem i Kosororem oraz. uwagi ogólne przedtortonie na brzegu Karpat Wschodnich, Posiedz. Nauk., t. 38, P. I. G., Warszawa, 1933.
Czarnocki J., Miocen młodszy okolic Drohobycza i Sambora, P. I. G., Posiedz. Nauk., t. 39, Warszawa, 1934.
Czarnocki J., O wazniejszych zagadnieniach stratygrafii i paleografji polskiego tortonu, Sprawozd. P. I. G., t. VIII, Warszawa, 1935.
Czarnocki J., Uwagi co do przewódnich ryson stratygrafii miocenu Podola w porównaniu ich ze stratygraphią miocenu gór Swiętokrzyckich, Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 45, Warszawa, 1936.
Demidoff A., Voyage dans la Russie méridionale et la Crimée par la Hongrie, la Valachie et la Moldavie, executé en 1837 sous la direction de M. Anatole Demidoff par MM. de Sainson., Le Play, Huot, Leveille, Raffet, Rousseau de Nordmann et du Ponceau., Vol. I, II, III, IV, Paris, 1840—1842.
Deshayes, Observation sur les fossiles de la Crimée, Mém. de la Soc. Géol. de France, 1837.
D'Orbigny, Géologie de la Russie d'Europe, Paléontologie du voyage de M. Hommaiu de Hell, t. II, Paris, 1845.
Dubois de Montpéreux, Voyage au tour du Caucase et en Crimée, t. V—VI, Paris, 1840—1843.
Dunikowski E., Einige Bemerkungen über die Gliederung der westgalizischen Karpathensandsteine, Verhandl. d. Geol. Reichsanstalt, Wieden, 1895.
Eichwald E., Kurze geognostische Bemerkungen über Lithauen, Volhynien und Podolien, Bull. Soc. Nat. de Moscou, N 1, 1830.
Eichwald E., Naturhistorische Skizze von Lithauen, Volhynien und Podolien in geognostisch-mineralogischer, botanischer und zoologischer Hinsicht, Wilno, 1830.
Eichwald E., Lethaea Rossica, Paleontologie de la Russie, Vol. I—III, Stuttgart, 1853—1868.
Engelhard M. und Parrot V., Reise in die Krim und den Kaukasus, Berlin, 1815.
Ernst A., Die Mineralischen Bodenschätze des Donetzgebietes, Hannover, 1893.
Favre E., Etude stratigraphique de la partie sud-ouest de la Crimée, suivie de la description de quelques échinides de cette région, par M. P. de Loriol, Mém. de la Soc. Phys. et d'Hist. nat., Genève, t. XXVI, 1877—1878.
Fischer de Waldheim S., Sur quelques coquilles fossiles de la Crimée, Bull. Soc. Natur. de Moscou, 1835.
Friedberg W., Studja nad formacją mioceńską ziem Polskich, Kosmos, t. LV, Lwów, 1930.
Friedberg W., Mięczaki mioceńskie ziem Polskich, Kraków, 1934.
Friedberg W., Makrofauna z wierceń, wykonanych przez S. A. «Pionier» na obszarze Podkarpacia w latach 1936—1937, Rocznik Pol. Tow. Geolog., t. XIV, Kraków, 1938.
Friede K., Karpathen und Karpathen-Vorland, Das Erdöl, II, Leipzig, 1930.
Gesell A., Geologie der Marmaros, Jahrbuch des ungarischen Karpathenvereins, Budapest, 1880.
Gmelin S. G., Reise durch Russland zur Untersuchung der drei Natur Reiche., Jh. 1—4, Akad. Wiss., 1774—1784.
Grimm, Wanderungen nach Südosten, I. Die Taurische Halbinsel, Berlin, 1855.
Grodzinska W., Materialy do poznania skladu chemicznego torfowisk polskich, Cz. II. Torfy pln. i pd.-zach. Polesia, Mater. pozn. gleb polsk., Pulawy, 1934.
Guillemin J., Explorations minéralogiques dans la Russie d'Europe, Paris, 1859.
Güldenstädt J. A., Reise durch Russland und im Caucasischen Gebirge, auf Befehl der Russ. Kays. Ak. d. Wissensch. 1787—1791.
Hablitzl K., Description physique de la Tauride, St. Pétersbourg, 1785.
Halicki Br., Serja mezozoiczna polnocnego Polesia, P. I. G., t. 39, Warszawa, 1934.
Halicki Br. i Sawicki Ludw., Less Nowogródski, P. I. G., t. 34, Warszawa, 1952.
Hamerska M., Old-red podolski, Kosmos, t. 48, Lwów, 1923.
Hamshaw H. Thomas, The Jurassic Flora of Kamenka in the District of Isium, Mém. du Comité Géol. N. S., I, 71, 1911.
Hilber V., Geologische Studien in den ostgalizischen Miocän Gebieten, Jahrb. d. geol. Reichsanstalt, Bd. XXXII, Wien, 1882.
Hoernes R., Tertiär Studien, Jahrb. d. geol. Reichsanstalt, Bd. XXIV, Wien, 1874.
Horwitz L., Karpaty rumunskie a polskie par porówńań, Posiedz. Nauk. P. I. G., N 19—20, Warszawa, 1928.
Horwitz L., Essai de raccordement des unites tectoniques des Karpates orientales avec celles des Karpates Occidentales, Sprawozd. P. I. G., t. VIII, z. 3, Warszawa, 1935.
Horwitz L., Proba powięzania wschodnich karpackich ednostek tektonicznych z zachodniemi, Sprawozd. P. I. G., t. VIII, z. 3, Warszawa, 1935.
Horwitz L., Geologja Centralnei Depresji Karpackiej na Pn od Lutowisk, Rocznik Pol. Tow. Geol., t. XII, Kraków, 1936.
Huot, Voyage géologique en Crimée et dans la presqu'île de Taman, executé en 1837 sous la direction de A. Demidoff. Voyage dans la Russie Méridionale et la Crimée, v. 1—4, Paris, 1840—1842.
Ilie M., Sur la tectonique de la zone miopliocene de la courbure des Carpates orientales, C. R. Inst. Géol. Roumanie, t. XXII, Bucarest, 1938.
Kilian W., Untere Kreide, Lethaea geognostica, Teil II, Bd. 3, Stuttgart, 1910.
Kober L., Die Bauelemente der Ost- und Südkarpathen, Anzeiger Akad. der Wiss, in Wien, N 1—27, 1927.
Kokoszyńska B., Wyniki badań nad cenomanem Podola, Sprawozd. Tow. Nauk. we Lwowie, VIII, 1928.
Kokoszyńska B., Badania dolnej kredy w Karpatach, Biul. P. I. G., 17, Warszawa, 1939.
Kowalewski K., Nowe dane, dotyczace stratygrafji i wieku utworu lignitowego na Wolyniu, Posiedz. Nauk., P. I. G., t. 43, Warszawa, 1936.
Krajewski R., Comptes rendus des recherches magnétiques effectuées dans le massif cristalin de Volynie près Klesow et Tomaszgrad, Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 44, Warszawa, 1936.
Krautner Th., Observatiuni Geologice in Muntii Bistritei si Bargauli, Dari de seama ale sedintelor Institului Geologic al Romanien, XIV, 1932—1933.
Kreutz S., Der Granit der Präkarpathen, Bull. Ac. d. Sc. d. Cracovie, 1927.
Kropaczek B., Borysław. Atlas studjum geologiczne, Stacja geologiczna, Borysław, 1919.
Kuźniar C., Budowa złóż soli potaszowych w nieski Katuskiej, Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 25, Warszawa, 1930.
La Haye, Description physique de la contrée de la Tauride, St. Pétersbourg, 1785.
Limanowski M., Rzut oka na architekture Karpat, Kosmos, t. XXX, Lwów, 1905.
Limanowski M., Sur la genèse des Clippes des Carpathes, Bull. de la Soc. Géol. de France, Paris, 1906.
Loczy L., Richtlinien und Ziele der Salz- und Kohlenwasser usw., Jahresber. der Kgl. Ung. Geol. Anstalt, Bd. I, Budapest, 1930.
Łomnicka J., Z doliny Prutu, Kosmos, 34, Lwów, 1909.
Łomnicki M., Dolina Prutu od Delatyna do Czarnohory pod względem geologicznym, Pam. Tow. Tatrzanskiego, Kraków, 1879.
Łomnicki M., Slodkowodny utwor trzeciorzędy na Podolu Galicyjskiem, Cz. II, Kraków, 1886.
Łomnicki M., Zapiski geologiczne z Podola, Sprawozd. Kom. Fisiograf., t. XXI, Kraków, 1888.
Łozinski W., Die Karsterscheinungen in galizisch. Podolien, Verlag geol. Reichsanstalt, Wien, 1907.
Ludwig R., Die Steinkohlenformation im Lande der Donischen Kosaken, Bull, Soc. Nat. de Moscou, IV, p. 290, 1873.
Lugeon M., Analogie entre les Carpathes et les Alpes, C. R. Acad. Sc., Paris, 1902.
Macovei G., Aperçu géologique sur les Carpathes orientales, Association pour l'avancement de la géologie des Carpathes, 11-e Reunion al Roumanie. Guide des exc., Bucarest, 1927.
Macovei et Athanasiu, L'evolution géologique de la Roumanie, Crétacé Bucureşti an Inst. geol. al Rom., Vol. XVI, 1931.
Macovei G. i Stefanescu D., Naftowe złoża rumunskie Karpaty i przedgórze, Borysław, 1935.
Makowski A., Die Braunkohle in Polen Lts oberschl., Berg. u. Hüttenm. Ver., 67, Katowice, 1928.
Małkowski St., O skałach mieszanych (migmatitach) okolic Klesowa, Posiedz. Nauk. P. J. G., 27, Warszawa, 1930.
Małkowski St., Geologji Wolynia, Rocznik Wolynski, II. Rowne, 1931.
Matejka A. et Andrusov D., Aperçu de la géologie des Carpates Occidentales de la Slovaquie Centrale et des regions avoisinantes. Congrès de l'Association Carpatique, Réunion en Tchechoslovaquie. Guide des excursions, Prague, 1931.
Matejka A., Zelenka L., Příspěvek ku geologii okolí Jasiné v Podkarpatské Rusí, Věstnik Stát. geolog. ústavu Československ. republiky, roč. VIII, Praha, 1932.
Mitera Z., Badania sejsmiczne w obrębie czola faldu borysławskiego we wschodniej częsci Tustanowic, Kopalnictwo Naftowe w Polske, Karpac. Inst. geol. Naft., N 12, 1938.
Mrazec et I. Popescu-Voitesti, Contribution á la connaissance des nappes du flysch Carpathique en Roumanie, Bucureşti an inst. Geol. al. Rom., vol. V, 1911.

Mrazec L., L'Etat de nos connaisances actuelles sur la structure des Carpates Roumaines, Sbornik du serv. Geol. la Républ. Tchecoslovaque, Vol. X, Praha, 1931— 1933.
Mrazec L., L'Etat de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpates Roumaines, Sbornik Stat. geol. ustavu Československ. Republiky, Sv. X, Praha, 1933.
Mrazec L., O diapirysmie Karpat i Przedgórza, III, Wyd. Karpac. Inst. Geol. Naft., Borysław, 1935.
Nowak J., O kredzie zachodniej częsci Podola i Wolynia, Sprawozd. z posiedzeń, Tow. Nauk. Warszawskiego, Wydz. III, VI, Warszawa, 1913.
Nowak J., Jednostki tektoniczne Polskich Karpat Wschodnich, Archivum Naukowe, Dzial II, z. 2, Lwów, 1914.
Nowak J., Kilka uwag w sprawie budowy Karpat wschodnich, Kosmos, XLI, z. 1—12, Lwów, 1916.
Nowak J., Aus den Untersuchungen über die polnischen Westkarpaten, Bull, in tern. Acad. Pol., Kraków, 1917.
Nowak J., Tektonika Polski, Sbornik I sjezdu Slov. geogr. a etnogr. 1924, Praha, 1926.
Nowak J., Zarys tektoniki Polski, II Sjazd slow. geol. i etnogr. w Polsce, Kraków, 1927.
Nowak J., Die Geologie der Polnischen Oelfelder, Stuttgart, 1929.
Nowak J., Uwagi o niektórych metodach budowczych stosunku Podola do Karpat, Rocznik P. I. G., t. VIII, z. 1, Kraków, 1932.
Obtulowicz J., Mapa geologiczna antykliny Bobrka — Rogi Geolog. Statystyka naftowa Polski, Karp. Inst. Geolog. Naft, 1933.
Obtulowicz J., Teisseyre H., Wiszynski O., Mapa geol. przedgórza Karpat wschodnich między Lomnicą, a Bystrycą, Nadworniańską, Karp. Inst. geol. naft., Borysław, 1934.
Opolski Z., Mapa geologiczna Karpat w okolicy Liska, Sprawozd. P. I. G., t. IV, Warszawa, 1927.
Opolski Z., O stratygrafji warstw krosnienskich, Sprawozd. P. I. G., t. VII, z. 4, Warszawa, 1933.
Opolski Z., Sprawozdanie z badań, wykonanych w r. 1935, w okolicach Smorzego i na Rusi Zakarpackiej, Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 45, 1936.
Pallas P. S., Reise durch verschiedene Provinzen des russischen Reichs, Th. 1—3, 1773—1801.
Paul C., Geologie der Bukowina, Jahrb. d. geol. Reichsanstalt, Wien, 1876.
Paul C., Die Karpathensandsteine des mährisch-ungarischen Grenzgebietes, Jahrb. d. geol. Reichsanst., Bd. XV, Wien, 1890.
Pawlowski, B., Die geobotanische Verhältnisse der Karpathen in der Umgebung von Nowy Sacz, Cracovie Ac. Sc. Bull. intern., 1921, Kraków, 1922.
Pawlowski S., Terasy Horynia, Sprawozd. Poczn. Tow. Przyjaciol. Nauk, 1927.
Pawlowski S., Des terrasses pleistocenes en Pologne, Commis. des Terrasses Pliocenes et Pleistocenes, Deuxième rapport, Florence, 1930.
Pawlowski S., Z badań nad zlodowaceniem Polskich Karpat, Czasopismo geograficzne, XI, Lwów, 1933.
Pawlowski S., Les Karpates a l'époque glaciare, Congrès Intern. de géographie, 1934, Résumés des Communic., Warszawa, 1934.
Pazdro Z., Elementy i genera tektoniki Europy, Kosmos, t. LIV, z. 1, Lwów, 1929.
Pazdro Z., Pasmo gór Czywczyńskich, Częsc druga, Rocznik Polsk. Tow. Geol., Kraków, 1934.
Pazdro Z., O strukturze tektonicznej Opola Malego, Przemysł naftowy, XI, Lwów, 1936.
Pazdro Z., Z geologji pasma gór Czywczyńskich, Kraków, 1943.
Petrascheck W., Tektonische Untersuchungen am Alpen- und Karpathenrande, Wien. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt, Wien, 1921.
Petrascheck W., Deckentektonik u. Tektonik d. autochthonen Untergrundes in den Nordkarpathen, ZD. geol. Ges., Bd. 80, Berlin, 1928.
Polański J., Posttertiäre Krustenbewegungen im Südpodolien, Lemberg, 1928.
Polanski J., Stratygrafja dyluwjum i terasy centralnego Polesia, Postępy prac przy meljozaeji Polesia, Brzesé, n. B., 1933.
Pusch J., Geognostische Beschreibung von Polen, so wie der übrigen Nordkarpathen-Länder, Stuttgart und Türhingen, 1836.
Przepiorski W., Utwory glacjalne i fluwioglacjalne na poludnie od Lwowa, Rocznik Polsk. Tow. Geol., t. VIII, z. 2, 1932.
Radziszewski P., O granitach karpackich, Prace P. I. G., Warszawa, 1924.
Richthofen F., Bericht über d. geologische Uebersichtaufnahme im nordöstlichen Ungarn im Sommer 1858, Verhandl. d. Geol. Reichsanstalt, Wien, 1859.
Rogala W., O wynikach głębokiego wiercenia w Kaluszu, Kosmos, t. XL, Lwów, 1915.
Rogala W., Materjaly do geologji Karpat. I. Nowa gornokreidowa fauna z Praekowiec kolo Przemysła, Kosmos, t. XLVI, Lwów, 1922.

Rogala W., Materjaly do geologii Karpat. II. Ostrea carinata L. z warstw inoceramowych górnych wschodnich Karpat, Kosmos, t. XLVI, Lwów, 1923.
Rogala W., Materjaly do geologii Karpat. III. Fauna i wiek warstw popielskich, Kosmos, t. L, Lwów, 1925.
Rogala W., Materjaly do geologji Karpat. IV. Fauna i wiek warstw polanieckich, Kosmos, t. L, Lwów, 1925.
Rogala W. i Kokoszyńska Br., Sprawozdanie ze studjów nad stratygrafją lupków spaskich, Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 45, Warszawa, 1936.
Römer E., Die Eiszeit im Swidowice Gebirge Ostkarpathen, Bull. Int. de l'Ac. de Sc. Kracoviae, Krakow, 1905.
Römer E., Kilka przyczynków do historyi doliny Dniestru, Kosmos, t. XXXI, Lwów, 1906.
Rousseau L., Description des principaux corps organiques fossiles recueillis en Crimée par Demidov, Voyage dans la Russie Mérid. et Crimée, Paris, 1840—1842.
Rutkowski F., O tektonice karbonu we wschodniej części okręgu Dąbrowskiego, Sprawozd. P. I. G., t. III, Warszawa, 1926.
Rydzewski Br., Dyslokacja Grodzieńska, Prace Zakl. geol. i geogr. Un. St., B. 6, Wilno, 1929.
Samsonowicz G., Utwory dewonskie wschodniej części gór Swiętokrzyskich, Prace Warsz. Tow. Naukow., N 4, 1917.
Samsonowicz J., Wyniki głębokiego wiercenia w Zdolbunowie, Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 35, Warszawa, 1933.
Samsonowicz J., Badania geologiczno-wiertnicze, wykonane w r. 1937—39 na Wolyniu, Biul. P. I. G., N 9, Warszawa, 1939.
Samsonowicz J., Wiertnicze badania geologiczne na Wolyniu w r. 1937—38, Panstw. Sluzba geol., Biul. P. I. G., N 9, Warszawa, 1939.
Sauer V., Morfologický vývoi Podkarpatské Rusi, Cs. vlastivěda, 1929, I, Praha, 1929.
Sauer V., Předvšká linnost Karpatoruských řek, Sb. Čs. Společnosti Zeměpisné, XXXV, Praha, 1929.
Sawicki L., O mlodszych ruchach górotworczych w Karpatach, Kosmos, 34, 1909.
Sawicki L., O stratygrafji lessu w Polsce, Rocznik Polsk. Tow. Geol., t. VIII, z. I, Kraków, 1932.
Schaal R., Die Tektonik des Westteiles der Beuthener Karbonmulde, Leipzig, 1930.
Siemiradzki J., O zjawiskach dyslokacyjnych w Polsce i krajach przyleglych pomiędzy Karpatami a Battykiem, Kosmos, 14, 1889.
Siemiradzki J. i Dunikowski E., Szkic geologiczny Królewstwa Polskiego, Galicyi i krajów przyleglych, Kosmos, 17, 1892.
Staszic St., Carta geologica totius Poloniae, Moldawiae, Transylvaniae, partis Hungariae et Valachiae, Warszawa, 1806.
Staszic St., Rozprawa. O solach i lączcecych sie z nimi w Calym ciągu Karpatów pewnych cialach, a szczególniej w solach Warzonkach w Polsce, 1814.
Stur D., Der östliche Teil des diesjährigen Aufnahmsgebietes am Dnister in Galizien und Bukowina, in dem Umgebungen von Mielnica (westlich vom Sereth), Verhandl. d. geol. Reichsanstalt, Wien, 1872.
Stur D., Ein Beitrag zur Kenntniss der Culm- und Carbon- Flora in Russland, Verhandl. d. K. K. geol. Reichsanst., N 11, Wien, 1878.
Sueff V., Nachrichten von der Krim, Neues St. Petersb. Journal, B. I, 1783.
Suess E., Das Antlitz der Erde, t. I, Wien — Leipzig, 1885.
Sujkowski L., Badania geologiczne na Wolyniu, Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 32, Warszawa, 1932.
Sujkowski J., La série de Sripot dans les Carpates Polonaises Orientales, Prace P. I. G., III, z. 2, Warszawa, 1938.
Sumagny J., A Turzantul, Budapest, 1944.
Swiderski B., Budowa geologiczna Karpat Pokuckich, Borysław. Stacja geol., Biul. 7, Warszawa, 1925.
Swiderski B., Sprawozdanie z badań nad geologja Czarnohory, ark. Mikuliczyn i Żabie, Posiedz. Nauk. P. I.G., N 30, Warszawa, 1931.
Swiderski B., Tektoniczny stosunek Polskich Karpat wschodnich do ich przedgórza, Posiedz. P. I. G., N 30, Warszawa, 1931.
Swiderski B., O mlodych ruchach tektonicznych, erozji i denudacji Karpat, Rocznik Pol. Tow.Geol., t. VIII, z. 1, Kraków, 1932.
Swiderski B., Przyczynki do badań nad usuwiskami karpackimi, Przegl. geograficzny, XII, Warszawa, 1932.
Swiderski B., Sur l'évolution tectonique et morphologique des Karpates polonaises au Tertiaire et au Quaternaire, Kraków, 1932. Rocznik Pol. Tow. Geol., t.VIII, z. 2, Kraków, 1932.
Swiderski B., Esquisse morphogéologique des Karpathes Polonaises Orientales et de sur avant-pays. Excursion A_2 du Congrès Intern. d. Géogr., Varsovie, 1934.
Swiderski B., Geomorfologiczna mapa Czarnohory, Posiedz. Nauk. P. I. G., N 44, 1936.

S w i d e r s k i B., Sur la Géologie de l'avant-pays des Karpates Orientales Polonaises, Rocznik Pol. Tow. Geol., t. XII, Kraków, 1936.
S w i d e r s k i B., Geomorfologja Czarnohory, Wyd. Kasa Mianowskiego, Warszawa, 1938.
S w i d z i n s k i H., Uwagi o budowie Karpat fliszowych, Sprawozd. P. I. G., t. V, z. 3—4, Warszawa, 1930.
S w i d z i n s k i H., Badania geologiczne w grupie Magurskiej, Posiedz. Nauk. P. I. G., Warszawa, 1934.
S w i d z i n s k i H. Budowa Karpat fliszowych w swietle najnowszych badań, Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 39, Warszawa, 1934.
S w i d z i n s k i H., Przegladowa mapa geologiczna Zachodniej części Karpackich terenów naftowych Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 42, Warszawa, 1935.
S w i d z i n s k i H., Kompleksy piaskowcowe w eocenie karpackim, Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 45, Warszawa, 1936.
S z a f e r W., The Diluvial Flora in Starunia, Bull. Internat. de L'Acad. Pol. de Sciences, 1930.
S z a j n o c h a W., Über eine cenomane Fauna aus den Karpathen der Bukowina, N 4, Verhandl. d. Geol. Reichsanstalt, Wien, 1887.
S z a j n o c h a W., Pochodzenie karpackiego aleju skalnego, Lwów, Nakladem Galicyjskiego Tow-wa naftowego, 1899.
S z a j n o c h a W., Przekrój warstw podkarpackich między Truskawcem a Drohobyczem, Kosmos, 34, 1909.
S z a j n o c h a W., Szczawy Karpat wschodnich, Kraków, 1927.
S z e n t e s F., A felsö Tisza miocén medence öczczefolglalo Kepe. Recz a m Kir, foldtani intezet. Vitasil munval A. m. Kir, fold in téze 1942 evi helen téknek függeline IV, 2 füz., old 5—1, Budapest, 1942.
T e i s s e y r e H., Certaines observations morphologiques dans les Karpates, Rev. Pol. Géogr., vol. IX, 1929.
T e i s s e y r e H., Zarys budowy geologicznej Karpat Dukielskich, Sprawozd. P. I. G., t. VII, z. 2, Warszawa, 1932.
T e i s s e y r e H., Die morphologischen Probleme der ost-Polnischen Subkarpathen, Bull. Intern. de L'Acad. Pol. de Sciences, 1933.
T e i s s e y r e H., Dyslokacja na krawedzi poludniowego Roztocza i ich wplyw na urzezbienie terenu, Rocznik Pol. Tow, Geol., t. IX, Kraków, 1933.
T e i s s e y r e H., Terasy Czeremoszu w okolicy Żabiego, Wiadomości Geograf., XI. Kraków, 1933.
T e i s s e y r e H., Mapa geologiczna przedgórza Karpat wschodnich między Bystrzycą Solotwinska a Lomnicą (wspólnie z J. Abtulowiczem i O. Wyszynskim), Karpaty i Przedgórze, Borysław, 1934.
T e i s s e y r e H., Budowa geologiczna okolic Żabiego, Karpacki Inst. Geol. Naft., Biul. 28, Warszawa— Boryslaw, 1936.
T e i s s e y r e H., Sur la structure géologique des environs de Zabie, avec une carte géologique, Karpacki Inst. Geol. Naft., Biul. 28, Warszawa — Boryslaw — Lwów, 1936.
T e i s s e y r e H., Budowa geologiczna antykliny Slodzkiej w ocolicy Czarnego Potoka, Komunikaty S. A. «Pionier», Odzial Geol., Lwów, 1937.
T e i s s e y r e W., Catoksztalt plyty paleozoicznej Podola Galicyjskiego. Kosmos, t. XVIII, Lwów, 1893.
T e i s s e y r e W., Crzebiet Gologorsko-Krzemieniecki jako zjawisko orotektoniczne, Kosmos, t. XVIII, Lwów, 1893.
T e i s s e y r e W., Der palaeozoische Horst von Podolien und die ihm umgebenden Senkungsfelder, Beitr. Palaeont. u. Geol. Oester-Ungarn, Bd. XVIII, Wien, 1903.
T e i s s e y r e W., Versuch einer Tektonik des Vorlandes der Karpathen in Galizien und in der Bukowina, Verhandl. geol. Reichsanstalt, 15, Wien, 1903.
T e i s s e y r e W., O związku w budowie tektonicznej Karpat i ich Przedmurza, Kosmos, t. XXXII, z. 9—11, Lwów, 1907.
T e i s s e y r e W., Zarys tektoniki porownawczej Podkarpacia, Kosmos, t. XLVI, Lwów, 1921.
T e i s s e y r e W., O stosunku fleksura Gologorz do antykliny Gologorsko-Krzemienieckiej, Posiedz. Nauk. P. I. G., 3, Warszawa, 1922.
T e i s s e y r e W., Dyslokacje ramowe zapadliska przedkarpackiego, Kosmos, Lwów, 1924.
T e i s s e y r e W., Metoda kryptotektoniki a podloże Karpat, Kosmos, t. 51, Lwów, 1927.
T e i s s e y r e W., Kilka slow o homologjach brzegu karpackiego i o znaczeniu formacji solnej dla tektoniki Karpat, II Zjazd Geogr. i Etnogr. Slow. 1927, Pamiątnik I, Kraków, 1929.
T e i s s e y r e W., Problema paralelizacji badań geologicznych i geofizycznych na Podkarpaciu Polskim, Kosmos, t. LIX, Lwów, 1934.
T i e t z e E., Die geognostische Verhältnisse der Gegend von Lemberg, Jahrb. d. geol. Reichsanstalt, Bd. 32, H. 1, Wien, 1882.

T i e t z e E., Beiträge zur Geologie Galiziens. Einige Bemerkungen über die Karpathen Ostgaliziens, Jahrb. d. geol. Reichsantstalt, Bd. XXXIII, Wien, 1883.
T o k a r s k i J., Pasmo gór Czywczyńskich. Cz. I, Rocznik Polsk. Tow. Geol., XII. Kraków, 1934.
T o k a r s k i J., Z paleomorfologii polskich Karpat fliszowych, Czasopismo Geograficzne, XI, Warszawa, 1935.
T o ł w i n s k i K., Geologia Polskich Karpat Wschodnich od Borysławia do Prutu, Karp. Stac. Geol., Biul. 10, Warszawa—Borysław, 1927.
T o ł w i n s k i K., Z geologii poludnjowej strefy przedgórza polskich Karpat Wschodnich, Sprawozd. P. I. G., t. IV, Warszawa, 1929.
T o ł w i n s k i K., Struktura Karpat brzeznych w rejonie Borysławia, Statyst. naft., 6, 1931.
T o ł w i n s k i K., Centralna depresja Karpacka, Geologia i Statyst. Naft. za r. 1932, z. 11, Borysław, 1933.
T o ł w i n s k i K., Przykarpacka formacia solonosna i jej znaczenia k sztatokwania się złoż bitumicznych na przedgórzu, Geol. i Statyst. Naft., N 8, 1933.
T o l w i n s k i K., Diapirowe strefy na przedgórzu Karpat polsko-rumunskich, Karp. Inst. Geol. Naft. Karpaty i Przedgórze, III, Borysław, 1936.
T o ł w i n s k i K., Karpaty Wschodnie. Mapa geologiczna, Karp. Inst. Geol. Naft., N 12, 1938.
T o u l a F r., Die geologische Geschichte des Schwarzen Meers, Wien. Schriften d. Verein zur Verbreitung d. Naturkenntnis, XLI, 1—51, 1901.
T r a u t s c h o l d, Ueber den Korallenkalk der russischen Jura, Bull. Soc. Nat. de Moscou, t. XXXV, N II 1862.
T r a u t s c h o l d, Ueber den Jura des Donetztales, Bull. Soc. Nat. de Moscou, t. V, N 3, 1880.
T r a u t s c h o l d, U. Le Néocomien de Sably en Crimée, Mém. de la Soc. Nat. de Moscou, v. XV, 1886.
U h l i g V. Beitrage zur Kenntniss d. Juraformation in den karpatischen Klippen, Jahrb. d. geol. Reichsanstalt, Bd. 28, H. 4. Wien, 1878.
U h l i g V. Geologie d. westgalizischen Karpathen, Jahrb. d. Reichsanstalt, Bd. 33. H. 3, Wien, 1883.
U h l i g V. Über die Beziehungen der südlichen Klippenzone den Ostkarpathen, Sitzungsberichte d. Akad. d. Wissenschaften, Wien, 1897.
U h l i g V. Ueber die Klippen der Karpathen, C. R. de Congrès International de Géologie, t. IX, Wien, 1903.
U h l i g V. Über die Tektonik der Karpathen, Sitzungsberichte der Akad. d. Wissenschaften, Wien, 1907.
V a c e k M., Beitrag zur Kenntnis der mittelkarpathischen Sandsteinzone, Jahrb. d. Geol. Reichsanstalt, Bd. XXXI, Wien, 1881.
V a s c a u t a n u T h., Les formations siluriennes de la Rive Roumaine du Dniester, București an inst. geol. al Rom., vol. XV, 1930.
V e r n e u i l M. et D e s h a e y e s, Mémoire géologique sur la Crimée, Mem. de la Soc. Géol de France, t. III, N 1, Paris, 1837.
W a r c h a l o w s k a - P a z d r o w a O., Budowa geologiczna okolic Dukli i Lmigrodu, Kosmos, N LIV, Lwów, 1929.
W d o w i a r z J., Szkic geologiczny Karpat między przelęcza Dukielska Oslawa a Oslawica, Kosmos, LV, Lwów, 1931.
W d o w i a r z J., Z badań geologicznych w okolicy Rozyworowni nad Czeremoszem, P. I. G., Posiedz. Nauk., t. 45, Warszawa, 1936.
W d o w i a r z J., Badania geologiczne Karpat (Blazowa), Komunikat «Pioniera», Sk. Akc. dla poszukiwania i wydobywania mineralów bitumicznych, Seria B., m. 47, Kraków, 1938.
W d o w i a r z J., Budowa geologiczna Karpat w okolicy Dynowa, Biul. P. I. G., 10 Warszawa, 1939.
W e i n G., Földtani szelveny as Ung. menten Sanev függelëke. V. Budapest, 1943.
W i l s e r S., Die geotektonische Stellung des Kaukasus und dessen Beziehungen zu Europa, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 80, Bd. 8, H. 2, Berlin, 1923.
W i l s e r S., Die stratigraphische und tektonische Stellung der Dobrudscha und die Zugehörigkeit des Balkangebirges zu den Nord-Anatolischen Ketten, Geol. Rund., Bd. XIX, H. 13., 1928.
W i s n i o w s k i T., Atlas geologiczny Galicyi. Zeszyt 21 (Dobromil), Kraków, 1908.
W o j e k K., Bat, kelloway i oxford okręgu Krakowskiego, Rozpr. Akad. Umiej., Kraków, 1910.
W o ł ł o s o w i c z S., Z morfologji sródkowego Nadbuża, Warszawa, 1922.
W o ł ł o s o w i c z St., W sprawie rozgraniczenia pojezierza i pasa dolin na wschodzie Polski, Przegl. Geogr., IX. Warszawa, 1929.
W y s z y ń s k i O., Antyklina iwonicka Tokarnica, Wola Jaworowa, Wola Sekowa, Geol. i Statyst. Naft., Borysław, 1933.
W y s z y ń s k i O., Korelacja poziomow ropnych piaskowca Boryslawskiego we

wschodniej części Tustanowiec, Karp. Inst. Geol. Naft., Warszawa — Lwów — Borysław, 1934.
Wyszyński O., Proba geologicznej interpretacji anomalij grawimetrycznych na przedgórzu Karpat srodkowych, Przemysł naftowy, Lwów, 1937.
Wyszyński O., Przedgórze okolic Kosowa; wiercenia poszukiwawcze S. A. «Pionier», Przemysł naftowy, z. 5, ser. B, N 43, Lwów, 1938.
Zapałowicz H., Eine geologische Skizze des östlichen Teiles der Pokutisch-Marmaroscher Grenz Karpathen, Jahrb. d. Geol. Reichsanstalt, Bd. XXXVI, Wien, 1886.
Zerndt J., Petrographische Studien über Karpathen, Cracovie Ac. Sc., Bull. Intern., Kraków, 1924.
Zuber R., Skały krystaliczne z nad źródeł Czeremosza, Rozprawy Polskiej Akademyi umiej., Kraków, 1886.
Zuber R., Atlas geologicny Galicji, Zeszyt II (Nadworna, Mikuliczyn, Żabie, Kuty, Krzyworowhia), Kraków, 1888.
Zuber R., Atlas geologiczny Galicji. Zeszyt XVII (arkucz Skole), Kraków, 1905.
Zuber R., Przyczynki do stratigrafji i tektoniki Karpat, Kraków, 1909.
Zuber R., Zarys budowy polnocno-wschodnich Karpat fliszowych, Rozpr. muz. Dzieduszyckich, I, Lwów, 1915.
Zuber K, Flisz i nafta, Prace Naukowe, dział II, t. II, Lwów, 1918.
Zuber S., Powierchniowe ruchy tektoniczne, genera wulkanów, błotnych oraz geologiczne warunki powstania rłoż naftowych, Rocznik Pol. Tow. Geol., Kraków, 1928.
Zych W., Fauna i stratigrafia Old-Reda Podola, Streszczenie referatu II Zj. Geogr. i Etn. Słow., 1927.
Zych W., Old-red podolski, Prace P. I. G., II, Warszawa, 1927.

ЗМІСТ

ПОМИЛКИ

Стор.	Рядок	Надруковано	Треба
136	1 зв.	У високопільських	В інших
179	11 зн.	близького	бузького
240	8 зн.	металоморфізму	метаморфізму
462	9 зн.	х. Лепкова	х. Лейкова
495	11 зв.	карбону	девону
511	19 зн.	світ зон	світ (зон)
515	6 зв.	Зменшення	Збільшення